

Humboldt-Universität zu Berlin

DISSERTATION

**Der Einfluss der Hydrologie auf die
Phosphor-Freisetzung und -Retention in
einem teilvernässten Spreewald Polder**

Zur Erlangung des akademischen Grades Doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.) im Fach
Geographie

Eingereicht an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät II der Humboldt-
Universität zu Berlin

Von Diplom-Geograph Oliver Gabriel

Dekan: Prof. Dr. Peter Frentsch

Gutachter/in: 1. Prof. Gunnar Nützmann

2. Prof. Matthias Zessner

3. Prof. Hilmar Schröder

Datum der Einreichung: 17.12.2010

Datum der Promotion: 05.05.2011

Zusammenfassung

Natürliche Niederungsgebiete wirken als effektive Phosphor Senke. Landwirtschaftliche Nutzung und Drainage der Niederungen durch Gräben führt zur Transformation von potenziellen Phosphor Senken zu Phosphor Quellen.

Dem Spreewald, ein ausgedehntes Niederungsgebiet zwischen Tagebau und Phosphor limitierten Seen, und seiner Funktionsweise als Phosphor Quelle oder –Senke, kommt im Einzugsgebiet der Spree eine wichtige Rolle zu. Die vorhandenen Kenntnisse der Phosphor Umsatzprozesse und des Phosphor Austausches zwischen den Flächen und dem Fließgewässernetz sind jedoch gering. Praktikable Ansätze zur Beschreibung des Phosphor Austauschverhaltens von Nährstoffen in den ausgedehnten Polderregionen liegen nicht vor.

Eine Veränderung des Wasserhaushaltes durch rückläufige Sumpfungswassereinspeisungen in die Spree kann zu erheblichen Veränderungen der Phosphor Mobilisierungs- und Austauschprozesse führen. Anhand intensiver hydrologischer, geohydraulischer und biogeochemischer Prozessuntersuchungen in einer Polderlandschaft mit typischer Stauhaltung konnten die Phosphor Freisetzungs- und Retentionsprozesse in genutzten und vernässten Gebieten ausgewiesen werden. Unter Nutzung verschiedener Modellansätze (geohydraulische Modellierung, Stofftransportmodellierung und Statistische Modelle) und der Berechnung von Phosphor Prozessraten werden die horizontalen und vertikalen Phosphor Fluxe in den Flächen-Wasser Übergangszonen quantifiziert.

Die Ergebnisse gehen in ein Phosphor Bilanzmodell ein, das die P-Quellen und Senkenfunktion von Polder Teilflächen (überstaut, genutzt) und des gesamten Polders in Monatsschritten abbildet. Die biogeochemischen Phosphor Umsatzprozesse sowie der horizontale und vertikale Transport werden wesentlich von den hydrologischen und den klimatischen Bedingungen gesteuert. Sie stellen die primären Einflussgrößen der P Senken oder -Quellenfunktion dar.

Im Polder wird die Phosphor Netto Freisetzung der genutzten Bereiche durch eine hohe Phosphor Netto Retention in den überstauten Flächen abgemindert. Szenario Untersuchungen zeigen, dass sinkende Grabenwasserstände zu einer erheblichen Erhöhung der Phosphor Emissionen aus dem Grundwasserpfad führen. Gleichzeitig erhöht sich die Phosphor Sedimentation in den Gräben. Ansteigende Phosphor Fluxe bei sinkenden Wasserständen

legen ein zunehmendes Eutrophierungsrisiko in den Gräben sowie für unterhalb gelegene aquatische Systeme nahe.

Die Ergebnisse werden genutzt, um angepasste Wassermanagementstrategien für eine effektive Reduktion der P Freisetzung in der Polderlandschaft auszuweisen.

Schlagworte:

Spreewald; Poldergebiet; Grundwasser-Oberflächenwasseraustausch;
Phosphormobilität; Phosphorbilanzmodell; Managementmaßnahmen

Abstract

Natural wetlands effectively retain phosphorus. Agricultural cultivation and drainage by ditches transform these potential phosphorus sinks to phosphorus sources.

In the Spree river catchment, the Spreewald, a large scaled lowland situated between open cast mining areas and phosphorus limited lakes has a strategic importance operating as a phosphorus sink or phosphorus source, which probably will be altered by a distinct discharge reduction of the Spree caused by a drawback of mining activities.

Anyhow, knowledge of its phosphorus turnover processes and the phosphorus exchange behavior between the plain and the extended river and ditch network are marginal. Practicable approaches to reproduce the phosphorus exchange behavior in its typical polder areas are missing.

Based on distinct process investigations in a polder area with typical weir regulation, phosphorus retention and remobilization processes are characterized either in an extensively used polder area as well as at a temporary rewetted side. Combining different model approaches (groundwater modeling, matter transport modeling and statistical models) and calculating process rates, the horizontal and vertical phosphor fluxes in the water soil/sediment transition zones are quantified.

The outcomes are used as input data for a phosphorus balance model reproducing the phosphorus source and sink character of used and rewetted polder areas and for the whole polder in monthly time steps. Results from process and transport investigations point out that biogeochemical turnover processes and horizontal or vertical phosphorus transport are driven by hydrological and climatological conditions. Both aspects determine to which extent the polder areas act as a phosphorus sink or source. Net phosphorus release found in the extensive used polder areas is counteracted by significant net phosphorus retention in the rewetted parts. Scenario analyses identify decreasing ditch water levels to cause a considerable increase of phosphorus emissions from the groundwater pathway.

Coincidentally, the phosphorus sedimentation in the ditches clearly increases at such circumstances. Consequently, the increasing phosphorus fluxes at decreasing water levels provoke a growing risk for eutrophication in the ditches but also in the downstream aquatic systems.

The results achieved are valid for an extended proportion of the Spreewald region and point out the tendency that water level drawdown due to reduced Spree discharges will strengthen its phosphorus source character. Finally adapted water management strategies are highlighted to effectively reduce phosphorus release from polder areas.

Keywords:

Spreewald; polder area; groundwater-surface water interaction; phosphorus mobility; phosphorus balance model; management measures

Danksagung

Ganz herzlich möchte ich mich bei Prof. Quast bedanken, der mir die Möglichkeit gegeben hat diese hoch interessante Fragestellung zu bearbeiten. Prof. Nützmann gilt mein besonderer Dank für die Erstbegutachtung und für seine schnelle, klare und sehr freundliche Handlungsweise bei der Abwicklung der Formalitäten und Durchsicht der Arbeit. Bei Prof. Zessner möchte ich mich für die Zeit bedanken, die er mir zur Verfügung gestellt hat und für die gütige Missachtung meiner vielen Ausfallstunden. Prof. Schröder danke ich für die Begutachtung der Arbeit. Mein besonderer Dank gilt auch Prof Kroiss.

Ein herzlicher Dank gilt meinen vielen Betreuern und Mitbetreuern, deren Nerven, Physis und Freundschaft ich hoffentlich auf dem langen Weg nicht restlos aufgebraucht habe. Dr. Dagmar Balla sei gedankt für die immerwährende Unterstützung und Dr. Thomas Kalettka gilt neben der Fachlichen Unterstützung auch mein allerherzlichstes Danke schön für den gut funktionierenden Shuttle-Service zwischen Berlin und Müncheberg! Dr. habil. Christoph Merz möchte ich nicht nur dafür danken, dass er mir mit seiner Anwesenheit ein kleines Stück Heimat spenden konnte, sondern auch für viele nützliche Hinweise. Dr. Peter Lentzsch sei gedankt für die lustige Einführung in die Welt der Mikrobiologie.

Ein besonderes Danke schön gilt auch meinen vielen anderen Kollegen und Freunden, die mir in allen Belangen zur Anfertigung der Arbeit geholfen haben. Mit Dr. Peter Schumacher und Dr. Christian Schilling hörte ich oft am Abend die Frösche „Quaken“. Dr. Oliver Bauer gilt ein rheinländisches Helau. Rainer Fuchs (Fuchse) - manchmal vermisse ich das herzhafte Frühstück, das uns durch die Spreewaldbeprobung gebracht hat. Den Damen vom Labor I (Doris und Kathie) und den Damen von Labor II (Rita und Melitta) gilt mein allerherzlichstes Dankeschön für die vielen wegfraktionierten Wochen. Auch Tauschi und Joachim sage ich ein großes Dankeschön für die Unterstützung. Dasselbe gilt für die vielen nicht genannten Mitarbeiter des Institutes in Müncheberg und in Wien, die stets ein offenes Ohr und eine helfende Hand für mich übrig hatten. Besonders bedanke ich mich für die tapfere Durchsicht meiner Arbeit bei meiner Kollegin Kati Schilling.

Mein allergrößter Dank gilt natürlich meiner Familie für ihre andauernde Unterstützung!

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	ii
Abstract	iv
Danksagung.....	vi
1. Einleitung.....	1
2. Grundlagen und Stand des Wissens.....	7
2.1 Relevanz von Niederungsgebieten für die Phosphor Retention und -Freisetzung	7
2.2 Wasserhaushalt in Niederungsgebieten	9
2.2.1 Wasserhaushalt in intakten Niederungen.....	9
2.2.2 Wasserhaushalt in drainierten Niederungen	11
2.2.3 Bilanzierung des Wasserhaushaltes in Niederungen	14
2.3 Modellierung des Wasserhaushaltes in Niederungsgebieten.....	22
2.4 Phosphor in Böden und Sedimenten von Niederungen	23
2.4.1 Phosphor Kreislauf in Niederungen.....	24
2.4.2 Phosphor Mobilität in Niederungen.....	26
2.4.2.1 Zellauflösung und Sekretion sowie enzymatische Hydrolyse von P_o zu P_i ,	26
2.4.3 Phosphor Bilanzierung in Niederungsgebieten.....	35
3. Material und Methoden.....	41
3.1 Untersuchungsgebiet.....	41
3.1.1 Ökohydrologische Gebietsanalyse des Spreewaldes	42
3.1.2 Sommerpolder Nord und Testfeld	44
3.2 Probenahme und Analytik	50
3.2.1 Felduntersuchungen	50
3.2.1.1 <i>Hydrologische und Hydrochemische Untersuchungen</i>	51
3.2.1.2 Geochemische Untersuchungen	56
3.2.1.3 Mikrobiologische Untersuchungen	59
3.2.2 Statistische Methoden	62
3.3 Modellierung der Grundwasserströmung und der Austauschraten	63
3.3.1 Modellanpassung (Nash-Sutcliffe-Koeffizient).....	68
3.4 Modellierung des Stofftransportes.....	68
3.4.1 Stofftransportmodellierung mit MT3D.....	69
3.5 Erstellung eines Phosphor Bilanzmodells	71
3.5.1 Erstellung von Phosphor Teilbilanzen	73
3.5.2 Erstellung von Phosphor Gesamtbilanzen	77
3.5.3 Ermittlung von Modellunsicherheiten (Fehlerfortpflanzung).....	78

4. Ergebnisse und Diskussion.....	80
4.1 Klimatische, Hydrologische und Geohydraulische Bedingungen	80
4.2 Geohydraulische Modellierung	89
4.2.1 Modellkalibrierung	89
4.2.2 Modellanpassung	95
4.2.3 Plausibilität der Modellergebnisse	100
4.2.4 Vergleich der Systemeigenschaften der Teilflächen TA und TB	101
4.2.5 Grundwasser-Oberflächenwasser Austauschraten	102
4.3 Gewässergüte und Phosphor Frachten	104
4.3.1 Gütesituation der Poldergräben	104
4.3.2 Phosphor Frachtabschätzungen im Poldergebiet	111
4.4 Niedermoorböden	119
4.4.1 Geochemische Charakterisierung der Böden	120
4.4.2 Mikrobiologische Charakterisierung der Niedermoorböden	123
4.4.3 Phosphor Bindungsformen der Niedermoorböden	129
4.4.4 Phosphataseaktivitäten in den Niedermoorböden	135
4.4.5 Zusammenhang von mikrobiologischen und geochemischen Parametern	139
4.5 Porenwasser der Niedermoorböden	140
4.5.1 Einfluss der hydrologischen Bedingungen auf die SRP Mobilität	141
4.5.1.1 Einfluss oxidierender Verhältnisse auf die SRP Mobilität ...	145
4.5.1.2 Einfluss reduzierender Verhältnisse auf die SRP Mobilität..	154
4.5.2 <i>Berechnung der SRP Diffusionsfluxe in das Überstauwasser</i> ...	155
4.6 Sedimente	157
4.6.1 Geochemische Charakterisierung der Sedimente	157
4.6.2 Phosphor Bindungsformen der Sedimente	160
4.6.3 Mikrobiologische Charakterisierung der Sedimente	162
4.6.4 Zusammenhang zwischen mikrobiellen und geochemischen Parametern	164
4.7 Interstitialwasser der Grabensedimente	169
4.7.1 Einfluss der hydraulischen Bedingungen auf die Phosphor Mobilität	174
4.7.1.1 Phosphor Mobilität bei Infiltration (Hauptinfiltrationsphase)	174
4.7.1.2 Phosphor Mobilität bei Stagnation und Exfiltrierenden Bedingungen	178
4.8 Grundwassergüte	181
4.8.1 Physikochemische Charakterisierung des Grundwassers	181
4.8.2 Klassifizierung der Grundwassergüte anhand der Clusteranalyse	184

4.8.3	Einfluss der hydrologischen und geohydraulischen Bedingungen auf das Grundwasser.....	187
4.8.3.1	SRP Konzentrationsentwicklung im grabennahen Grundwasser.....	187
4.8.3.2	SRP Konzentrationsentwicklung im grabenfernen Grundwasser.....	190
4.9	Modellierung des Stofftransportes.....	192
4.9.1	Kalibrierung des Stofftransportmodells MT3D.....	193
4.9.2	Ergebnisse der SRP Stofftransportmodellierung.....	196
4.10	Bilanzierung der P Freisetzung und Retention.....	205
4.10.1	Wasserbilanzen.....	207
4.10.2	Phosphor Teilbilanzen.....	212
4.10.2.1	Abschätzung monatlicher SRP Sickerwasserraten (F_{SICK})....	212
4.10.2.2	Erstellung monatlicher Phosphor Bilanzen zwischen Torfboden und Überstau (F_U).....	214
4.10.2.3	Erstellung monatlicher Phosphor Bilanzen zwischen Grundwasser und Grabenwasser (F_{GR}).....	216
4.10.3	Ermittlung monatlicher Phosphor Netto Bilanzen für TA, TB und das Testfeld.....	221
4.10.4	Ermittlung monatlicher Phosphor Netto Bilanzen im Polder	222
4.10.5	Ermittlung jährlicher Phosphor Netto Bilanzen an TA und TB	223
4.10.6	Phosphor Netto Gesamtbilanzen auf Grundlage von Mittelwerten (2001-2002).....	230
4.10.7	Abschätzung der Phosphor Freisetzung und Festlegung im Polder.....	231
4.11	Prognose der Phosphor Freisetzung und Festlegung bei sinkenden Grabenwasserständen.....	232
5.	Schlussfolgerungen	235
5.1	Hydrologische Bedingungen.....	235
5.2	Quantifizierung des Austausches zwischen Graben- und Grundwasser.....	237
5.3	Wasserbilanzen.....	238
5.4	Biogeochemische Bedingungen.....	240
5.5	Einfluss des Stofftransportes auf die Grundwassergüte.....	244
5.6	Bilanzierung der Phosphor Freisetzung und -Retention.....	246
5.7	Auswirkungen sinkender Grabenwasserstände.....	248
5.8	Managementmaßnahmen zur Minderung der Phosphor Freisetzung	249
5.9	Ausblick.....	251
6.	Literaturverzeichnis	253
	Anhang.....	290

Abkürzungsverzeichnis

Die Definition der Abkürzungen findet sich im Text.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Abflusskomponenten in grundwassernahen Niederungen (nach Jelinek, 1999).	12
Abbildung 2: Wasserhaushaltskennwerte für einen Erd-Niedermoor- (links) und Mulm-Niedermoor-Standort (rechts); (SV=Substanzvolumen, LK= Luftkapazität, nFK1=nutzbare Feldkapazität (63-315 hPa, nFK2 = nutzbare Feldkapazität (315-15000hPa), PWP = Wassergehalte bei Wasserspannungswerten >15000hPa), (Schwärzel, 2000).	14
Abbildung 3: Räumliche und zeitliche Skalenniveaus hydrologischer Prozesse (Kendall and McDonnell 1998).	23
Abbildung 4: Der Phosphor-Kreislauf in genutzten Böden (Follett et al. 1987).	25
Abbildung 5: Der Eisen-Schwefel Kreislauf und die Phosphor Mobilität nach Roden and Edmonds (1997); (SRB= Sulfat-Reduzierende Bakterien; FeRB= Eisen Reduzierende Bakterien).	34
Abbildung 6: Spree Flusseinzugsgebiet (mit Spreewald und Tagebauflächen) und Spreewald (rechts) mit Polderflächen (grau) sowie dem Untersuchungsgebiet Sommerpolder Nord (dunkelgrau).	43
Abbildung 7: Sommerpolder Nord mit Grabensystem und umliegendem Gewässernetz sowie die vier Staubereiche des Polders.	46
Abbildung 8: Grabenprofile mit Ufer-Übergangsbereich an TA (links) und TB (rechts).	47
Abbildung 9: Ausgewählte Bodenkennwerte des Testfeldes.	49
Abbildung 10: Sommerpolder Nord und Testfeld mit Messeinrichtungen und Beprobungspunkte entlang der Grundwasser Transekten TA und TB.	50
Abbildung 11: Schematische Darstellung der Grundwasser Transekten TA und TB mit Filtertiefen.	53
Abbildung 12: Modellgitterstruktur an TA mit Grundwassermessstellen und Randbedingungen 3. Ordnung für die Gräben (fünffach überhöht).	66

Abbildung 13: Bilanzierte Flächenanteile sowie ihre maßgebliche Längen- und Breitenverteilung.	72
Abbildung 14: Phosphor Bilanzierungsansatz als Fließschema.	73
Abbildung 15: Täglicher Niederschlag, Evapotranspiration sowie die resultierende klimatische Wasserbilanz [mmd^{-1}], (2001 bis 2002).	81
Abbildung 16: Vergleich täglicher Grabenwasserstände (Mk1) und Grundwasserstände G4-Logger, (2001 bis 2002).	84
Abbildung 17: Stündliche Grabenwasser- (Mk1) und Grundwasserstandmessungen (G4-Logger) in einer Phase erhöhter Evapotranspiration.	85
Abbildung 18: Tägliche Grabenwasser- (Mk1) und Grundwasserstände (G4-Logger) (01.09.01-13.09.01) bei schnell einsetzendem Überstau.	86
Abbildung 19: Tägliche Grabenwasser- (MK1) und Grundwasserstände (G4-Logger), (2001 bis 2002).	87
Abbildung 20: Ausbildung der Grundwasser- und Grabenwasserstände (Mk1 und Mk2) unter saisonalen (links) und räumlichen Aspekten (rechts).	88
Abbildung 21: Abgleich zwischen gemessener realer Evapotranspiration und mit MODFLOW modellierter Evapotranspiration zwischen Oktober und November 2001.	95
Abbildung 22: Gemessene und modellierte Grundwasserstände an TA (G4-Logger) und TB (G8) von (2001 bis 2002).	97
Abbildung 23: Modelanpassungen von TA und TB und in den Modellvarianten an TA (MOD1, MOD2, MOD3).	98
Abbildung 24: Vergleich der modellierten Grundwasserstände (G4) von TA und TB (2001 bis 2002); strichlierte Linien = GOK von TA und TB.	101
Abbildung 25: Abflüsse [m^3s^{-1}] und ausgewählte chemische Parameter [mg l^{-1}] an Mk1, (November 1999 bis August 2002).	106

Abbildung 26: Verockerung im Sommerpolder Nord (linkes Bild: Quellaustritt am Grabenrand der höheren Polderregion im Herbst, 2001, rechtes Bild: Verockerung (Mk1) im Winter 2001.	107
Abbildung 27: SRP und TP Konzentrationen im Grabenwasser (Mk1) und Überstauwasser Mk1 als box plots (mit 25%- und 75%-Perzentile sowie Median=durchgehende Linie und Mittelwert=strichlierte Linie).	111
Abbildung 28: TP Monatsfrachten an Mk1, gemessene Tagesfrachten (mit STABW bei mehrfacher monatlicher Messung) und aus Monatswerten berechnete mittlere Tageswerte (mit STABW).	112
Abbildung 29: Abflusssituation im Längsverlauf des Mittelkanals anhand von monatlichen Probenahmen zwischen Januar 2002 und August 2002, (Mittelwerte=strichliert, Median=Linie sowie 25- und 75 Perzentile (Boxen).	113
Abbildung 30: Konzentrations- und Frachtentwicklung ausgewählter Parameter entlang des Mittelkanals im Sommerpolder Nord, (Mittelwerte=strichliert, Median=Linie sowie 25- und 75Perzentile (Boxen).	117
Abbildung 31: Grundwasserstandabhängige pH-Wertentwicklung der Bodenhorizonte, Perzentile und Median (n=4).	121
Abbildung 32: Relative Boden DNA, C-Gehalt und Grundwasserstand in den Bodenhorizonten der Testplots Mk1, Bk1 (TA) sowie Mk2 und Bk2 (TB).	123
Abbildung 33: Dimethylsulforeduktase-Aktivität (<i>DRA</i>), C-Gehalt und Grundwasserstand in den Bodenhorizonten der Testplots Mk1, Bk1 (TA) sowie Mk2 und Bk2 (TB).	125
Abbildung 34: Horizontbezogene bei aeroben und anaeroben Bedingungen Mk1, Bk1 (TA) und Mk2, Bk2 (TB) im Juni 2000 und November 2000.	126
Abbildung 35: Biochemische Aktivität der Mikroorganismen unter aeroben und anaeroben sowie Reaktionszeit der Populationen bis Erreichen des potenziellen Verwertungsspektrums (Balla et al., 2003).	128
Abbildung 36: Mittlere Anteile der P-Fractionen [%] am Gesamt P-Gehalt (n=6).	130

Abbildung 37: Tiefenspezifische P Gehalte [$\text{mg kg}^{-1}\text{TS}$] im Antorf (n=3) und Halbtorf (n=3), Mittelwerte und STABW.	131
Abbildung 38: Mittlere Anteile der P-Fractionen [%] am Gesamt P-Gehalt im Antorf (n=3) und Halbtorf (n=3).	132
Abbildung 39: Anteile der leicht verfügbaren P-Fractionen [%] ($\text{NH}_4\text{Cl-SRP}+\text{NH}_4\text{Cl-NRP}+\text{BD-SRP}$) im Antorf bei Überstau und Trockenfallen.	134
Abbildung 40: Anteile der leicht verfügbaren P-Fractionen ($\text{NH}_4\text{Cl-SRP}+\text{NH}_4\text{Cl-NRP}+\text{BD-SRP}$) im Halbtorf bei Überstau und Trockenfallen.	134
Abbildung 41: Tiefenspezifische saure Phosphataseaktivitäten [$\mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$] in den Niedermoorböden (n=6), Mittelwerte und STABW.	136
Abbildung 42: Tiefenspezifische saure Phosphataseaktivitäten [$\mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$] im Antorf (n=2) und Halbtorf (n=2) (Mittelwerte und STABW) (links) und am 15.04.2002 (rechts).	137
Abbildung 43: Tiefenspezifische, saisonale saure Phosphataseaktivitäten [$\mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$] im Antorf (links) und Halbtorf (rechts).	138
Abbildung 44: Porenwasserprofile ausgewählter Parameter bei vorrangegangenen Trockenphasen (oben) und anhaltenden Überstaubedingungen (unten) in G3, G4 und auf der Fläche TB.	144
Abbildung 45: Lineare Korrelationen von SO_4 und Ca sowie SO_4 und Fe(II) in den Porenwasserprofilen vom 24.07.00, 14.11.00 und 05.09.2001.	146
Abbildung 46: Mit <i>PHREEQC</i> berechnete SI ausgesuchter Mineralspezies in Porenwasserprofilen (G3) nach einer Phase extremer Trockenheit (oben) und bei lang anhaltenden Überstaubedingungen (unten).	149
Abbildung 47: Korrelationsschema der Porenwasserprofil Konzentrationen vom 24.07.00.	153
Abbildung 48: SRP Diffusionsfluxe [$\text{mgSRP m}^{-2}\text{d}^{-1}$] in Abhängigkeit der Überstaudauer im Halbtorf und Antorf (anhaltende Überstaubedingungen).	156

Abbildung 49: Korrelation zwischen SRP Flux sowie Saurer- und Alkalischer Phosphatase.	157
Abbildung 50: Korrelationen zwischen der Sauren Phosphataseaktivität [$\text{ng(p-Nitrophenol)}\text{g}^{-1}\text{TSh}^{-1}$] den P-Gesamtgehalten und ausgewählten P-Fraktionen (BD-SRP, NaOH-SRP und org.P), [$\text{mgPkg}^{-1}\text{TS}$] sowie den GV [%] und dem Fe Gehalt [%] in Sedimenten von Mk2...	165
Abbildung 51: Korrelationen zwischen der Sauren Phosphataseaktivität [$\text{ng(p-Nitrophenol)}\text{g}^{-1}\text{TSh}^{-1}$] den P-Gesamtgehalten und ausgewählten P-Fraktionen (BD-SRP, NaOH-SRP), [$\text{mgPkg}^{-1}\text{TS}$] sowie den GV [%] in Sedimenten von Mk1.....	167
Abbildung 52: Ausgewählte Parameter (Mittelwerte und Standardabweichungen) von Interstitialwasser-Profilen von Mk1 und Mk2 bei Infiltration (oben) und Exfiltration (unten), (Mk1-INF, n=2; Mk1-STG, n=3; Mk2-INF, n=1; Mk2-EXF, n=4).....	172
Abbildung 53: Systemdiagramm von Korrelationen der Interstitialwasserprofil Konzentrationen während der Hauptinfiltrationsphase von Mk1 (links) und Mk2 (rechts). .	174
Abbildung 54: Kleinräumige Redoxzonierung sowie P-Mobilität in Tiefenprofilen des Interstitials (Mk1) während der Hauptinfiltrationsphase.....	176
Abbildung 55: Systemdiagramm von Korrelationen der Interstitialwasserprofil Konzentrationen während der stagnierender Bedingungen Mk1 (links) und Exfiltration Mk2 (rechts).....	179
Abbildung 56: Kleinräumige Redoxzonierung sowie P-Mobilität in Tiefenprofilen des Interstitials (Mk2) während der Exfiltration.....	180
Abbildung 57: Clusteranalyse auf Grundlage der DOC, Cl und SO_4 Konzentrationen in G1, G3, G4, G5, G7 und G8.....	186
Abbildung 58: Konzentrationsentwicklung ausgewählter in den grabennahen GWM G1 (TA) und G7 (TB), (25.09.2000 bis 14.08.2002).	188
Abbildung 59: Konzentrationsentwicklung ausgewählter Parameter in den grabenfernen GWM G3, G4 (TA) und G8 (TB), (25.09.2000 bis 14.08.2002).	191

Abbildung 60: Konzentrationsentwicklung von Cl^- , SRP und SO_4^{2-} in der GWM G3 zwischen 25.10.2000 und 03.07.2001.	193
Abbildung 61: Berechnete und modellierte Mischungsanteile von Sickerwasser in G3 (G-FIE) sowie weiteren Tiefen (47,5-49,0 m ü NN).	195
Abbildung 62: Berechnete und mit MT3D modellierte Mischungsanteile von Uferfiltrat in G7.	196
Abbildung 63: SRP Konzentrationsentwicklung im grabennahen Grundwasser G1 und G7 während der Infiltrationsphase des Jahres 2001.	197
Abbildung 64: Modellierte Mischungsanteile von Uferfiltrat in der GWM G1, G3 sowie einer fiktiven GWM G_12m, (Juli bis August 2001).	199
Abbildung 65: Mit MT3D modellierte laterale Ausbreitung des Uferfiltrats an MK1 (Mischungsanteil in %), Hauptfiltrationsphase (Juli bis September 2001), (links= Phasenanstieg; rechts =nach 70 Tagen).	200
Abbildung 66: Mit MT3D modellierter lateraler Transport von Grundwasser an Mk2 bei Exfiltration, (oben = Zeitpunkt 0; unten nach 70 Tagen).	201
Abbildung 67: Mit MT3D modellierte vertikale Vermischung von Sickerwasser im oberflächennahen Grundwasser (G3) bei einer Überstauphase von 70 Tagen.	202
Abbildung 68: Konzeptionelles Modell zur Bilanzierung der P Freisetzung –Retention an TA.	206
Abbildung 69: Konzeptionelles Modell zur Bilanzierung der P Freisetzung –Retention an TB.	207
Abbildung 70: Mittlere jährliche (2001-2002) Wasserbilanz an TA und TB in <i>STAN2</i> , (rot markierte Wasserflüsse = in MODTB nicht berücksichtigter abgeschätzter Speisungszufluss, der weitgehend durch die Evapotranspiration verbraucht wird).	211
Abbildung 71: Monatliche Sickerwasserraten [mmM^{-1}] an TA und TB (2001-2002).	212

Abbildung 72: Monatliche SRP Sickerwasserraten [$\text{kgSRP ha}^{-1} \text{monat}^{-1}$] an TA und TB (2001-2002).....	213
Abbildung 73: Mittlere monatliche P Brutto-Retention (Sedimentation), mittlere monatliche P Brutto Freisetzung (Diffusion) und mittlere monatliche P Netto Retention [$\text{kgha}^{-1}\text{m}^{-1}$] und berechnete Ergebnisunsicherheit (2001-2002).	216
Abbildung 74: Monatliche Austauschraten an TA und TB [$\text{lm}^{-2}\text{m}^{-1}$], (2001-2002).	217
Abbildung 75: Mittlere monatliche SRP-Grundwasser-Grabenwasser Austauschraten an TA und TB [$\text{mgm}^{-2}\text{m}^{-1}$], (2001 bis 2002).	218
Abbildung 76: Mittlere monatliche SRP Freisetzung und Retention durch den Austausch zwischen Grundwasser und Grabenwasser [$\text{kgha}^{-1}\text{m}^{-1}$] sowie berechnete Ergebnisunsicherheiten an TA, TB und am Testfeld (2001-2002).	219
Abbildung 77: Mittlere Monatliche P-Sedimentationsrate an TA und TB [$\text{mgm}^{-2}\text{m}^{-1}$], (2001 bis 2002).	220
Abbildung 78: Mittlere monatliche P Festlegung durch Sedimentation im Graben [$\text{kgha}^{-1}\text{m}^{-1}$] und berechnete Ergebnisunsicherheit an TA, TB und Testfeld, (2001-2002).....	221
Abbildung 79: Mittlere monatliche P Netto Bilanzen [$\text{kgha}^{-1}\text{m}^{-1}$] und berechnete Ergebnisunsicherheit an TA, TB und Testfeld, (2001-2002).	221
Abbildung 80: Bilanzierte mittlere monatliche P Festlegung und P Retention im Sommerpolder Nord sowie mittlere monatliche TP Konzentrationen und monatspezifische TP Tagesfrachten an Mk1, (2001-2002).	223
Abbildung 81: Mittlere P Lager und P Ströme an TA und TB [$\text{kgha}^{-1}\text{a}^{-1}$] der Jahre 2001 bis 2002.	231

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Ausgewählte monatliche Vegetationskoeffizienten für Feuchtgebiete. ¹ Weideland und kleine Seggen; ² gemischte, hochstehende Halophyten; ³ Weiden; (Persson and Lindroth 1994; DVWK 1996; Allen et al. 1998; Dannowski et al. 1999; Schwärzel 2000; Tiemeyer et al. 2006).	17
Tabelle 2: Weitgehend unbeeinflusste Abflüsse der Spree (Zeitreihe von 1904 bis 1944, Pegel Cottbus) und Sümpfungswassermengen bzw. Prognosen des Lausitzer Tagebaus. Quelle: LUA, Brandenburg, 1994; Fischer, 1950; Marcinek, 1987 in Vött, 2000.	41
Tabelle 3: P-Extraktionsschema (nach Psenner et al., 1984, modifiziert durch Hupfer et al., 1995).	58
Tabelle 4: Phasendauer der Modellvarianten.	67
Tabelle 5: Ausgewählte Kenngrößen der Grabenwasserstände (Mk1) für die Jahre 2001 und 2002.	83
Tabelle 6: Modellanpassung (NSK) an TA und TB sowie in Kalibrierungs- und Validierungsphasen.	96
Tabelle 7: Jährliche Austauschraten (Uferfiltration und Exfiltration in m ³) für TA und TB (2001 und 2002).	104
Tabelle 8: Abflüsse und ausgewählte chemische Parameter in Abhängigkeit der Stauhaltung, Mittelwerte und Standardabweichung (im Polder: Mk1, Mk2, Bk1, Bk2, Gk, Sommerhalbjahr=SH, n=52, Winterhalbjahr=WH, n=68 und oberhalb des Polderzuflusses Mk-oh, SH, n=9, WH, n=9).	108
Tabelle 9: Flächenspezifische Freisetzungsraten ausgewählter Parameter unterschiedlich genutzter Polderabschnitte sowie des gesamten Polders [kg ha ⁻¹ a ⁻¹].	118
Tabelle 10: Mittelwerte und Standardabweichungen wesentlicher physikalischer und chemischer Parameter in Antorfen, Halbtorfen und Volltorfen (0-30cm Bodenhorizont).	120
Tabelle 11: Ausgewählte physikochemische und mikrobielle Parameter an verschiedenen Standorten (MW und STABW).	159

Tabelle 12: Ausgewählte physikochemische Parameter der Grundwassermessstellen an TA und TB (MW, MIN und MAX, (vom 25.09.2000 bis 14.08.2002).	182
Tabelle 13: Aus MT3D abgeleitete Fließgeschwindigkeiten und Aufenthaltszeiten an TB...201	
Tabelle 14: SRP Konzentrationsanstiege in den grabenfernen GWM von TA nach vorangegangenen Regenereignissen.....	205
Tabelle 15: Jährliche Wasserbilanz an TA und TB in [mm] und [%] nach Ausgleichrechnung mit <i>STAN2</i> , (2001 und 2002).	208
Tabelle 16: Phosphor Ströme in den Böden [$\text{kg ha}^{-1} \text{a}^{-1}$] an TA und TB für 2001 und 2002. ..	224
Tabelle 17: Phosphor Ströme im Grundwasser [$\text{kg ha}^{-1} \text{a}^{-1}$] an TA und TB für 2001 und 2002.	226
Tabelle 18: Phosphor Ströme im Sediment [$\text{kg ha}^{-1} \text{a}^{-1}$] an TA und TB für 2001 und 2002. ...	228
Tabelle 19: Phosphor Ströme im Grabenwasser [$\text{kg ha}^{-1} \text{a}^{-1}$] an TA und TB für 2001 und 2002.	229
Tabelle 20: Vergleich zwischen bilanzierten Ergebnissen und der gemessenen jährlichen TP Freisetzung in Staubereichen und im gesamten Polder.	232

1. Einleitung

Gewässerbegleitende intakte Feuchtgebiete (Niederungen) sind effektive Retentionsräume von Phosphor (P). Die wesentlichen Prozesse der Retention von P sind die Sedimentation von partikulärem Phosphor (PP). Zudem führt der Einbau von gelöstem reaktiven Phosphor (Soluble Reactive Phosphorus = SRP) in Biomasse, die Adsorption von SRP an die Gewässersedimente und überflutete Niederungsböden sowie an Bindungspartner im Freiwasser, bei nachfolgender Sedimentation zu einer zusätzlichen Retention von Phosphor.

Durch die Transformation von natürlichen Niederungsgebieten mittels Drainagen in intensiv bewirtschaftete landwirtschaftliche Nutzflächen ist der Flächenanteil intakter Feuchtgebiete weltweit drastisch gesunken. In Norddeutschland ist ein Rückgang von ehemals >10% der Gesamtfläche auf <0,5% zu verzeichnen. Die Nutzung ehemaliger naturnaher Niederungen bedingt eine signifikante Veränderung ihrer Funktion als P Akkumulationsraum. Eine intensive Düngung bewirkt die Anreicherung des Phosphor Lagers in den landwirtschaftlich genutzten Böden. Eine Absenkung des Grundwasserspiegels durch Entwässerungsgräben und unterirdische Drainagen führt zu einer drastischen Veränderung des Redoxpotenzials in den Böden und bewirkt eine Beschleunigung der Phosphor-Umsatzprozesse. Der Kurzschluss der Hydrologie bedingt stark verkürzte Transportwege und Aufenthaltszeiten und induziert eine erhöhte und beschleunigte Exfiltration von oberflächennahem Grundwasser in die Grabensysteme. In Konsequenz bewirkt die landwirtschaftliche Nutzung von Niederungsgebieten eine Umwandlung von potenziellen Phosphor Senken in häufig intensive Phosphor Quellen.

Um die Forderungen der EU-Wasserrahmenrichtlinie (EU-WRRL) umzusetzen und bis 2015 einen guten ökologischen und chemischen Status in den Oberflächengewässern und einen guten chemischen Zustand in den Grundwässern zu erreichen, müssen Stoffeinträge (Emissionen) reduziert sowie das Selbstreinigungsvermögen der Gewässer verbessert werden. Da gewässerbegleitende Feuchtgebiete im naturnahen Zustand zu einer signifikanten Verbesserung des Selbstreinigungsvermögens von Fließgewässern beitragen können, ist die Renaturierung landwirtschaftlich genutzter Feuchtgebiete durch Wiedervernässungsmaßnahmen in Regionen wie Norddeutschland ein Thema von bedeutendem wasserwirtschaftlichen Interesse. Hierdurch sollen kurz- bis mittelfristig Nährstoffausträge reduziert und mittel- bis langfristig ein erhöhter Nährstoffrückhalt erzielt werden. Verschiedene aktuelle Projekte zur Wiedervernässung ehemals landwirtschaftlich

genutzter Niedermoore belegen jedoch, dass sich nach Überstau und sich einstellenden anaeroben Bedingungen in den über Dekaden intensiv landwirtschaftlich genutzten Gebieten häufig erhebliche Rücklösungen von SRP aus den degradierten und an P angereicherten Böden einstellen. Die Freisetzungen von Phosphor (die maßgeblich von den vorherrschenden Phosphor-Bindungsformen in den Böden bestimmt ist) werden dabei für einen Zeitraum von einer bis zu mehreren Dekaden prognostiziert.

Die verstärkte Freisetzung von Phosphor bei Entwässerung sowie eine verstärkte Tendenz zur Phosphor-Freisetzung mit Wiedervernässung belegen den deutlichen Einfluss der hydrologischen Bedingungen auf die Phosphor Mobilität in Niedermooren. Um die Auswirkungen wechselnder hydrologischer Bedingungen auf die P-Retention oder – Freisetzung vorhersagen zu können, sind Untersuchungen notwendig, die sowohl die hydrologischen- als auch die biogeochemischen Prozesse in den anthropogen überprägten Niedermooren erfassen und quantifizieren. Dabei muss der Fokus aufgrund des dynamischen Zusammenspiels von Transport- und Phosphor Umsetzungsprozessen auf den Übergangsbereichen zwischen Boden bzw. Sediment und dem Oberflächenwasser- und Grundwassersystem liegen. Aus den quantifizierten Umsatz- und Transportprozessen können Modelle erstellt werden, die das Austauschverhalten in den Übergangszonen abbilden und eine Vorhersage des Stofftransportes unter veränderbaren Randbedingungen ermöglichen. Eine solche Herangehensweise gewährleistet die Evaluierung sinnvoller Wasserstands-Managementmaßnahmen zur Verbesserung der P Senkenfunktion. Diese sind über eine praktizierte Staugürtelbewirtschaftung und der Einstellung optimaler Wasser- und Grundwasserstände durch eine Vielzahl an Wehranlagen in landwirtschaftlich genutzten Niederungsgebieten in der Regel technisch gut umsetzbar.

Im Spreewald, einer ausgedehnten kultivierten Feuchtgebietsregion im Mittellauf der Spree, können die Veränderungen der hydrologischen Bedingungen zu einer signifikanten Verschiebung der Phosphor Mobilität führen. Ein ausgeprägtes Gewässernetz und eine hohe Konnektivität zwischen den Gewässern und den Flächen zeichnen den Spreewald potenziell als signifikanten Phosphor Akkumulationsraum, aber auch als potenzieller Phosphor Quelle aus. Die Bedeutung dieser Funktionen wird durch seine Lage, zwischen den ausgedehnten Tagebauregionen im Mittellauf der Spree und den P-limitierten Seen im Unterlauf, weiter verstärkt. Deutlich erhöhte P-Gehalte der Sedimente des weitverzweigten, langsam durchflossenen Fließgewässersystems weisen auf einen zumindest temporären Rückhalt von P hin. Ein Rückgang des Spreezuflusses infolge einer Reduktion der eingespeisten

Sümpfungswässer des Niederlausitzer Tagebaus kann die Wirkungsweise des Spreewaldes als P-Senke oder P-Quelle jedoch nachhaltig verändern. Um die Auswirkungen von Wasserstandänderungen auf die P-Mobilität im Spreewald zu quantifizieren, sind vertiefte Kenntnisse des Retentions- und Freisetzungsverhalten in dem eng verzahnten Boden-Grundwasser-Oberflächenwasser System notwendig. Die wesentlichen Fragen, die sich aus der Veränderung der hydrologischen Bedingungen hinsichtlich des P-Haushaltes ableiten lassen, sind:

- Welchen Einfluss haben die hydrologischen Bedingungen auf die P-Umsatzprozesse in den Böden und Sedimenten?
- In welcher Weise werden die hydraulischen Bedingungen beeinflusst (Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser)?
- Wie wird die Funktion des Gebietes als P-Senke oder P-Quelle beeinträchtigt?
- Durch welche Maßnahmen kann eine P-Senkenfunktion gestärkt und eine P-Quellenfunktion gemindert werden?

Grundsätzlich herrschen im Spreewald und in seinen ausgedehnten Poldergebieten nur unzureichende Kenntnisse über seine Wirkungsweise als P-Quelle oder -Senke vor. Dies betrifft sowohl den Kenntnisstand der Phosphor-Umsatzprozesse in den degradierten Niedermoorböden und den angereicherten Gewässersedimenten als auch den Wissensstand über den P-Austausch durch die Interaktion von Grundwasser und Oberflächenwasser.

Ziel dieser Arbeit ist die Erstellung eines prozessbasierten Bilanzmodelles, das das Phosphor-Senken- und Phosphor-Quellenverhalten in einem typischen Landschaftssegment des Spreewaldes unter Berücksichtigung wechselnder hydrologischer und hydraulischer Bedingungen wiedergibt. Mit Hilfe eines konzeptionellen Modells sollen Aussagen zur Gewässergüteentwicklung von Phosphor in der Polderregion möglich werden. Durch die Ausweisung der wesentlichen P-Umsatzprozesse und die Quantifizierung der Prozess- und Flussraten zwischen den Niedermoorböden bzw. den Grabensedimenten sowie dem Grundwasser- und Grabensystem werden wesentliche P-Eintragspfade und P-Retentionsmechanismen untereinander vergleichbar, was eine Voraussetzung für zielgerichtete und effektive Managementmaßnahmen zur Reduktion von P-Frachten oder einer Erhöhung des P-Rückhaltes darstellt.

Als Modellraum wurde das für den Oberspreewald typische Landschaftselement des Polders (Sommerpolder Nord) ausgewählt, der vergleichbare Randbedingungen mit ausgedehnten Bereichen des inneren Oberspreewaldes aufweist. Da die Untersuchung des gesamten Polders mit einer Fläche von >1000ha in dem notwendigen Detaillierungsgrad nicht praktikabel ist, wurde ein 54ha großes, repräsentatives Testfeld eingerichtet. Es weist einen periodisch überstauten Abschnitt und einen extensiv genutzten Abschnitt auf und bildet damit die wesentlichen Bedingungen in der Polderregion gut ab. Eine Übertragung der Ergebnisse auf den Polder sowie einen Vergleich der Wirkungsweise von wiedervernässten und genutzten Poldergebieten auf die P-Retention oder P-Freisetzung ist somit grundsätzlich möglich.

Aufgrund des hoch dynamischen Austausches zwischen den (teilüberstauten) Flächen und dem Grabensystem konzentrieren sich die Untersuchungen auf die durch horizontale und vertikale Wasser- und Stoffströme gekennzeichneten Übergangszonen. Untersuchungen zu den Phosphor-Umsatzprozessen werden in den unterschiedlich stark degradierten Niedermoorböden und den Grabensedimenten durchgeführt. Der geochemische und der mikrobielle Status wird in Abhängigkeit saisonaler und hydrologischer sowie hydraulischer Bedingungen ermittelt und das Prozessverhalten von Phosphor unter Anwendung verschiedener Methoden analysiert. Neben Kenntnissen der wesentlichen P-Umsatzprozesse bilden Kenntnisse des Wasserhaushaltes eine Grundvoraussetzung für eine prozessbasierte Bilanzierung des P-Austausches zwischen der Fläche und dem Grabensystem. Demzufolge wurden Austauschraten zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser anhand von 2D Grundwassermodellierungen (Visual MODFLOW 96) entlang von zwei Grundwassertransekten kalkuliert. In einem weiteren Schritt wurde das Stofftransportmodell MT3D genutzt, um den vertikalen und horizontalen SRP Transport während charakteristischer hydraulischer Phasen auszuweisen.

Für die Erstellung eines konzeptionellen Bilanzmodells, das den Phosphor Transport und die Phosphor Festlegung in den unterschiedlichen Übergangszonen wiedergibt, wurden verschiedene Teilmodelle erstellt. Diese ermitteln auf Grundlage von quantifizierten Wassermengen, von P-Umsatzraten sowie aus Mittelwerten von Messwerten den P-Transport zwischen (i.) dem Boden und dem Grundwasser, (ii.) dem Grundwasser und dem Grabenwasser, (iii.) der Sedimentation von Phosphor im Grabensystem sowie (iv.) dem Überstauwasser und dem Boden.

Bisherige Bilanzierungsansätze in landwirtschaftlich genutzten Niedermooren beruhen in der Regel auf Input-Output Messungen. Unter Berücksichtigung der Aufenthaltszeit ermöglicht diese Herangehensweise eine saisonale Ermittlung der Funktion des Polders als P-Senke oder P-Quelle. Die das Systemverhalten steuernden Prozesse können in Form von statistischen Zusammenhängen in Korrelationen beschrieben werden. Das bietet erste Hinweise auf das Systemverhalten. Eine Ableitung von zielgerichteten Maßnahmen aus diesen Untersuchungen ist jedoch schwierig, da die Quantifizierung der Prozesse und Eintragspfade, die den statistischen Zusammenhang bewirken, im Detail unbekannt bleiben.

Detaillierte Studien zur P-Mobilität von Niedermooren beschreiben mit wenigen Ausnahmen dagegen nur Teilsysteme. Die hierzu angestellten Untersuchungen laufen häufig in Laborversuchen ab und beschreiben den Einfluss von Steuergrößen, wie pH-Wert, Redoxpotenzial oder Temperatur auf den Phosphor Umsatz. Damit werden wichtige Prozessgrößen ermittelt, das Gesamtsystem aber wird in der Regel nicht abgebildet. Zum Beispiel wird die häufig ermittelte P-Mobilität in Böden mittels Porenwasseranalysen (in Felduntersuchungen oder Labor) selten in einen quantitativen Zusammenhang zur Grundwasser- und Grabenwasserqualität gebracht und beschränkt sich meistens auf die Erfassung qualitativer Aspekte. Bei der Berechnung von P-Diffusionsraten, wie in vielen Studien zur Wiedervernässung genutzter Polder durchgeführt, wird die P-Bruttofreisetzung in das Überstauwasser und damit ein Risikopotenzial für die Eutrophierung des Vorfluters berechnet. Retentionsmechanismen wie P-Sedimentation auf den überstauten Flächen werden in diesen Betrachtungen häufig nicht berücksichtigt, so dass eine Bilanzierung der P-Nettofreisetzung zwischen Böden und Überstau unterbleibt. Auch der Wasseraustausch zwischen überstauter Fläche und Vorflut wird häufig nicht in Betracht gezogen, womit eine Quantifizierung des Phosphor-Austausches zwischen Fläche und Oberflächenwasser ausbleibt. Insgesamt quantifizieren nur wenige Studien den P-Transport in den Übergangszonen von Niedermooren auf der Basis von Wasserbilanzen. Umgekehrt werden die meisten hydrologischen Untersuchungen in Niedermooren unabhängig von Fragestellungen zur Gewässer- und Grundwassergüte angestellt.

In der hier vorliegenden Arbeit wurde der Untersuchungsaufbau so gewählt, dass bei einem möglichst geringen Messaufwand die hydrologischen- und biogeochemischen Wechselwirkungen unter Berücksichtigung der Teilflächen, der hydrologischen Phasen sowie ihrer lateraler und vertikaler Systemübergangsbereiche zum Teil stark vereinfacht beschrieben und quantifiziert werden konnten. Die durch Mittelwertbildung von P-Konzentrationen, durch

die Bestimmung mittlerer Prozessraten sowie die Übergabe zwischen Teilmodellen entstehenden Unsicherheiten der P-Bilanzen, werden unter Berücksichtigung der Fehlerfortpflanzung dargestellt.

Die vorgestellte Arbeit basiert auf Untersuchungen, die im Rahmen des BMBF Forschungsprojektverbundes „Untersuchungen zur Gewässergüteentwicklung der Spree“ zwischen 1999 und 2003 im Spreewald durchgeführt wurden.

2. Grundlagen und Stand des Wissens

Neben der Kenntnis der Transportpfade bildet ein vertieftes Prozessverständnis der wesentlichen Phosphor Umsetzungsprozesse in den Böden und Grabensedimenten eine Grundlage, um fundierte Aussagen zum Systemverhalten von (genutzten) Feuchtgebieten als P-Senke oder -Quelle bei wechselnden hydrologischen Bedingungen treffen zu können. Die Ausweisung und Quantifizierung der Prozesse und die Kopplung an die jeweils relevante und zu quantifizierende Transportrate stellt unter Berücksichtigung einer geeigneten zeitlichen und räumlichen Diskretisierung der Daten eine Grundvoraussetzung für die Bilanzierung der Phosphor Quellen- und Senken-Funktion in einem genutzten Feuchtgebiet dar.

2.1 Relevanz von Niederungsgebieten für die Phosphor Retention und -Freisetzung

Naturnahe Feuchtgebiete sind für ihren Stickstoff- und Phosphor- Rückhalt im Einzugsgebiet bekannt (2004; Hoffman et al. 2009). Als Übergangszonen zwischen den terrestrischen und aquatischen Systemen stellen sie eine wichtige Schnittstelle in Flusseinzugsgebieten dar (Burt et al. 2002; Kronvang et al. 2007). Obwohl im Verhältnis zum Einzugsgebiet (EZG) häufig auf kleine Flächen begrenzt, üben sie einen signifikanten Einfluss auf den Wasser- und den Stoffhaushalt aus (Kadlec and Knight 1996; Quast et al. 2001; Burt et al. 2002; Paludan et al. 2002; Sophocleous 2002; Bullock and Acreman 2003; Fisher and Acreman 2004; Krause and Bronstert 2005). Durch die Umwandlung, die Aufnahme sowie die Speicherung von nährstoffreichen landwirtschaftlichen Abflüssen in biologischen und chemischen Pools (Mitsch et al. 1995; Paludan et al. 2002; Fisher and Acreman 2004) haben sie die Fähigkeit, Nährstoffe zu reduzieren (Kadlec and Knight 1996).

Unter landwirtschaftlicher Nutzung verlieren Feuchtgebiete ihre natürliche Senkenfunktion und können zu Stoffquellen transformiert werden (Sharpley et al. 1995; Sims et al. 1998; Heathwaite et al. 2000; Tiemeyer et al. 2007; Niedermeier and Robinson 2009). Neben der Anreicherung der Böden durch Düngegaben führt die Entwässerung zu einer Veränderung des Phosphor-Kreislaufes sowie zu der Beschleunigung des Wasser- und Stofftransportes (Simard et al. 2000). Entsprechend emittieren drainierte Feuchtgebiete häufig große Mengen an Phosphor in das Fließgewässersystem (Sharpley et al. 1992; Sharpley et al. 1995; Gaechter et al. 1998; Sims et al. 1998).

Folgt man dem Ansatz der Critical Source Areas (CSA) entstehen hohe diffuse Einträge aus dem Produkt einer hohen hydrologischen Konnektivität (Transport) und hoher Nährstoffzugaben oder Bodenkonzentrationen (Quelle) (Brazier et al. 2005). Im Kontext des Flusseinzugsgebietes tragen solche Regionen zu einem überproportionalen Anteil der Stoffemissionen bei, weshalb Managementmaßnahmen an dieser Stelle zu einer effektiven Reduktion der Belastung führen können. Im Zuge der EC-WFD (2000) ist es daher ein Anliegen landwirtschaftlich genutzte gewässerbegleitende Feuchtgebiete in einen naturnahen Zustand zurückzusetzen, um so kurz- bis mittelfristig eine Minderung von Nährstoffeinträgen und mittel- bis langfristig einen Rückhalt von Nährstoffen zu erzielen.

Weltweit sind 6% der Landoberfläche von Feuchtgebieten bedeckt (OECD 1998). Für ganz Deutschland weisen Succow und Joosten (2001) eine Fläche von 4,2% aus, die ursprünglich von wachsenden Mooren bedeckt war. In Norddeutschland und Nordostdeutschland bedeckten wachsende Moore etwa 10%-20% der Oberfläche (Gelbrecht and Zak 2008).

Die Drainage von Feuchtgebieten (insbesondere durch Drainagegräben und –Kanäle= “Binnengrabenentwässerung“) stellt weltweit die herausragende Ursache für die Degradierung von Feuchtgebieten dar (Johnston et al. 1990; Quast et al. 1993; Morris et al. 2000; Richert et al. 2000; Zeitz and Veltz 2002; Hansson et al. 2005; Tiemeyer et al. 2007; Meissner et al. 2008; Hoffman et al. 2009) und führte in Deutschland zu einem Rückgang der wachsenden Moore auf unter 5% der ursprünglichen Moorfläche.

Die Komplexmelioration (1960-1990) stellt mit tief reichender Entwässerung, Einpolderung und Schöpfwerksbetrieb auf dem Staatsgebiet der ehemaligen DDR eine intensive Phase der landwirtschaftlichen Nutzbarmachung da (Quast et al. 1993; Quast et al. 2001; Gelbrecht and Zak 2008). Dabei wurden in gefällearmen, grundwasserbeeinflussten Niederungen in Abhängigkeit ihrer Entwässerungswirksamkeit Parallelgräben mit kleineren Quer- und Stichgräben verbunden, so dass ein künstliches Oberflächenwassersystem entstand. Dieses ist durch geringe Fließgeschwindigkeiten von nahezu 0 ms^{-1} bis $0,5 \text{ ms}^{-1}$, die lediglich nach nennenswerten Regenfällen oder bei wehrstellungsbedingten Spülungen auf bis zu $1,5 \text{ ms}^{-1}$ ansteigen, gekennzeichnet (Garniel 2000; Springer 2006). Trotz ihrer weiten Verbreitung gibt es nur eine überschaubare Anzahl von wissenschaftlichen Veröffentlichungen zu dem Gewässertyp der Gräben (Langheinrich et al. 2004). Das ist darauf zurückzuführen, dass die Funktion von Gräben häufig ausschließlich über den Transport des Wassers definiert wird (Cooper et al. 2004). Weitere wenig beachtete Funktionen sind die Kontrolle der

Grundwasserstände, die Initiierung chemischer und biologischer Prozesse, die zu Stofftransformationen führen, sowie die Freisetzung und Retention dieser Stoffe (Needelman et al. 2007). Tatsächlich bieten Gräben optimale Bedingungen, um Fragen landwirtschaftlich verursachter, diffuser Stoffeinträge zu untersuchen, was mit den häufig hohen Stoffkonzentrationen und der einfachen, konstruktiven Beschaffenheit der Gräben zusammenhängt (Needelman et al. 2007).

Die erhöhten Stoffausträge und die nachlassende Produktivität der landwirtschaftlichen genutzten Niedermoore verstärkten in den letzten zwei Dekaden europaweit die Anstrengungen, landwirtschaftlich genutzte Feuchtgebietsstandorte durch Renaturierungsmaßnahmen in einen naturnahen Zustand zu bringen (Kratz and Pfadenhauer 2001; Andersen 2004; Acreman et al. 2007). Dabei steht ein durch die EC-WFD initiiertes Bemühen, den Stoffrückhalt ehemaliger Feuchtgebiete wiederherzustellen neben anderen Aspekten, wie Hochwasserschutz im Fokus (Kratz and Pfadenhauer 2001; Tiemeyer et al. 2006; Bondar et al. 2007; Kieckbusch and Schrautzer 2007; Zak et al. 2008; Hoffman et al. 2009).

Der Erfolg der Renaturierungsmaßnahmen, wie Wiedervernässung oder der Wiederherstellung der natürlichen Überflutungsdynamik (Hein et al. 2004; Bondar-Kunze et al. 2009) zur Erneuerung der Senkenfunktion hängt maßgeblich vom Grad der Degradierung und der veranschlagten Zeitskala ab. Eine vollständige Wiederherstellung ehemaliger Funktionen ist kurzfristig unwahrscheinlich. Für ein erneutes Einsetzen des Torfwachstums auf degradierten Standorten veranschlagt man in der Regel Zeiträume von Dekaden.

2.2 Wasserhaushalt in Niederungsgebieten

2.2.1 Wasserhaushalt in intakten Niederungen

In Nordostdeutschland bildeten sich die meisten Feuchtgebiete im Übergangsbereich des maritimen und kontinentalen Klimas als Niedermoore aus, die bei Niederschlägen in einem Bereich von 500 mm a^{-1} auf eine weitere Versorgung aus dem Einzugsgebiet durch Überflutungen oder zuströmendes Grundwasser angewiesen sind (Quast et al. 2001; Dietrich et al. 2007; Gelbrecht and Zak 2008). Diese Speisungszuflüsse bewirken in Ergänzung zu den Niederschlägen den für das Moorwachstum notwendigen Wasserüberschuss. Dabei wirken intakte Feuchtgebiete als Retentions- und Retardationsraum und bewirken einen

Wasserrückhalt und eine Abflussverzögerung für die Einzugsgebietsabflüsse (Quast et al. 2001).

Die notwendigen Speisungszuflüsse erfolgen mit Ausnahme des Niederschlages (Baumgartner and Liebscher 1990; Dyck and Peschke 1995) generell über den Oberflächenabfluss, den Zwischenabfluss, einem Grundwasserzuström aus verschiedenen Tiefen (Basisabfluss), aus periodischen Überflutungen sowie aus der Uferfiltration (Mitsch and Gosselink 1993; Reddy et al. 1999a; Burt et al. 2002). Der Anteil von Oberflächen- und Grundwasserzuflüssen am Wasserhaushalt wird durch die Lage der Niederung in Bezug auf die hydrogeologischen Bedingungen im Einzugsgebiet, durch die geologischen Verhältnisse, die Topographie und die hydraulischen Eigenschaften der Oberflächenwassersedimente bestimmt (Vidon and Hill 2004b). Die Geschwindigkeit und das Volumen des Oberflächenabflusses sowie des lateral in die Niederung zuströmenden Grundwassers werden maßgeblich durch die Hangneigung am Niederungsrand bedingt (Vidon and Hill 2004b). Der eigentliche Oberflächenabfluss, als über die Bodenoberfläche dem Gefälle folgenden Zuström in den Vorfluter, spielt in den zentralen Niederungsgebieten des Spreewaldes keine Rolle. Ein möglicher Anstieg des oberflächlichen Abflusses tritt nur nach Sättigung des Bodenwasserspeichers bei einer Überflutung der Fläche durch Hochwasser oder nach extremen Regenfällen ein. Darüber hinaus kann lateral zufließendes Wasser zu einer Sättigung des Bodenwasserspeichers führen (Uhlenbrook 2005). Ein Großteil der Speisungszuflüsse gelangt über einmündende bzw. querende Fließgewässer aus dem Einzugsgebiet in die großen Niederungen. Die für das Moornachstum erforderliche Vernässung erfolgt häufig durch flächenhafte periodische Überflutungen. Der Wasserhaushalt von naturnahen Niederungen wird maßgeblich durch die Dynamik der Flusswasserstände und der sich einstellenden Grundwasserstände bestimmt (Krause and Bronstert 2004).

Wasserverluste in Niedermooren entstehen durch angrenzende Fließgewässer (Exfiltration von Grundwasser), Oberflächen- und Grundwasserabfluss aus dem Gebiet sowie durch Evapotranspiration (Kadlec and Knight 1996). Als Resultat saisonal stark variierender Wasserhaushaltskomponenten kommt es in naturnahen Feuchtgebieten zu Wasserstandschwankungen, die sich unter natürlichen Bedingungen im Jahresgang ausgleichen (Quast et al. 2001).

In kleineren Feuchtgebieten tritt der Speisungszufluss aus dem Einzugsgebiet in der Regel als Grundwasser-/Basisabfluss auf (Boeye and Verheyen 1992; Hunt et al. 1996; Devito and Hill

1997; Winter 1999; Winter 2001). Er generiert sich in Nordostdeutschland bei geringen Niederschlägen von nur 500 bis 650 mma^{-1} aus einer mäßigen Grundwasserneubildung von 50 bis 150 mma^{-1} .

2.2.2 Wasserhaushalt in drainierten Niederungen

In das Wirkungsgefüge natürlicher Niedermoore ist durch Landnutzungsmaßnahmen seit Jahrhunderten eingegriffen worden. Der Wasserhaushalt der aus den Feuchtgebieten hervorgegangenen Kulturlandschaften wird weitgehend durch den Einsatz künstlich geschaffener hydrotechnischer Strukturen gesteuert. Das trifft insbesondere für die niederschlagsarme Region Nordostdeutschlands zu (Quast et al. 2001), in der die regulierten Wasserstände der Fließgewässer und Gräben die Entwicklung der Grundwasserstände wesentlich bestimmen (Burt et al. 2002). Die für eine landwirtschaftliche Nutzung notwendigen Entwässerungstiefen wurden durch den Grabenabstand, die Grabentiefe, die Grabenwasserstände sowie durch Schöpfwerke geregelt. Dabei bilden sich spezifische Grundwasserstände in den Flächen aus. Bei Entwässerung nimmt die Grundwasserabsenkung in der Regel in Grabennähe erhöhte Werte an und nimmt mit zunehmender Entfernung ab (Dietrich 2003; Springer 2006), so dass die Grundwasseroberfläche zwischen den Gräben meist kuppenförmig ausgeprägt ist (Toth 1963). Für den Fall der Entwässerung nimmt der hydraulische Gradient mit zunehmender Entfernung vom Graben ab, so dass die Grundwasseroberfläche muldenförmig ausgeprägt ist (Dietrich 2003).

Große drainierte Niederungen werden maßgeblich aus dem Zufluss von Oberflächengewässern gespeist. Dieser verteilt sich im Niederungsgebiet auf das Grabensystem (Dietrich et al. 2007). Die über Drainagen und Drainagegräben kurzgeschlossene Durchströmung der Niederungen (Devito and Hill 1997) führt zudem zu einem erhöhten Wasserverlust durch den Zwischenabfluss (Van der Aa et al. 2001). Bei Wasserüberschuss führt die deutliche Verringerung der Grundwasseraufenthaltszeit zu einem intensiven Zustrom aus dem Grundwasser in das Grabensystem (Dietrich et al. 2007; Tiemeyer et al. 2007). Gräben werden daher als beschleunigte hydrologische Verbindung von Niederschlag, Zwischenabfluss, Grundwasserabfluss und Oberflächenwasserabfluss aufgefasst (Heathwaite et al. 2000; Vaughan et al. 2007; Niedermeier and Robinson 2009).

Durch die Wirkung der Gräben erlangt das Oberflächenwassersystem drainierter Feuchtgebiete eine herausragende Bedeutung (Restrepo et al. 1996; Spijksma et al. 1996;

Walton et al. 1996; Arnold et al. 2001; Dietrich et al. 2007). Vissers and Van der Perk (2008) stellen fest, dass sich zwischen nahen Drainagegräben fast ausschließlich lokale Grundwassersysteme ausbilden. 94% des neugebildeten Grundwassers exfiltrieren nach einer Fließstrecke von 1 km erneut in die Drainagegräben. Bei Entfernung des vorhandenen Grabensystems kommt es in Szenariorechnungen zu einem erneuten Anstieg des Grundwasserzuflusses aus dem Einzugsgebiet und einer deutlichen Erhöhung des Zwischenabflusses am Gesamtabfluss, da dieser nicht mehr in den Gräben aufgefangen und abgeleitet wird (Van der Aa et al. 2001). Der vorher starke Einfluss des Niederschlages und der Evapotranspiration auf die Grundwasserstände geht stark zurück, was die Ausgleichswirkung eines zusammenhängenden, intakten Feuchtgebietes auf den Wasserhaushalt unterstreicht.

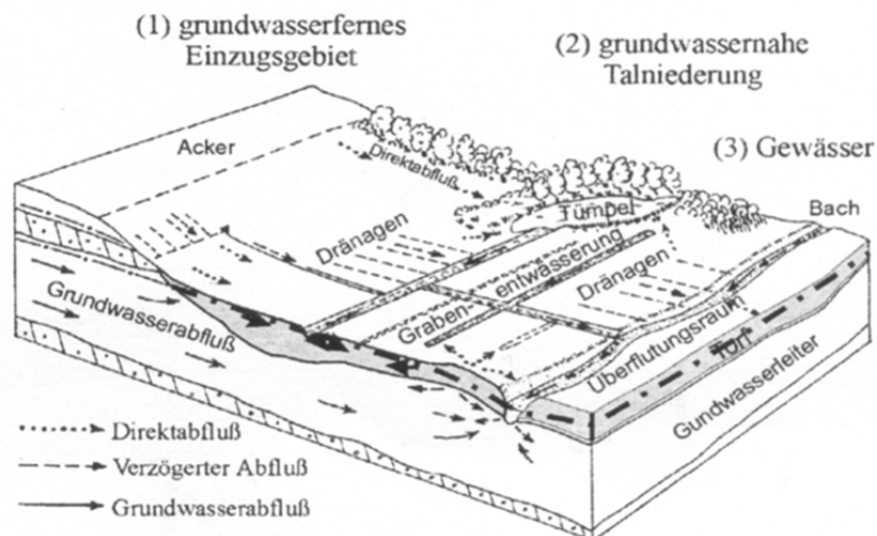


Abbildung 1: Abflusskomponenten in grundwassernahen Niederungen (nach Jelinek, 1999).

Anders als naturnahe Feuchtgebiete sind die entwässerten Feuchtgebiete unter unregelmäßigen Bedingungen kaum in der Lage, Wasser zu speichern. Die Grundwasserabsenkungen in Niedermoorstandorten verursachen häufig weitreichende und teilweise irreversible Veränderungen der hydraulischen (s.o.) und der physikalischen Bodeneigenschaften. Insbesondere die großflächige Komplexmeliorelation (mit Grundwasserständen zwischen 80 cm bis 100 cm) führte zu einer extremen Beschleunigung der physikalischen Umwandlungsprozesse (Sauerbrey et al. 1991; Schulz 1995). Die Veränderungen der Bodeneigenschaften der quell- und schrumpffähigen Torfmatrix sind hauptsächlich auf die Beeinflussung der Normalspannung zurückzuführen. Nach Sauerbrey & Schmidt (1993)

herrscht bei wassergesättigtem Normalzustand im Torf eine Spannung von etwa 0,3 kPa, an der Oberfläche von 0 kPa vor. Wird der Grundwasserstand um 1,0 m abgesenkt, so steigt die Normalspannung im trocken gefallenem Torf um das 30fache an. Eine Folge davon ist die Setzung und Verdichtung der hoch kompressiblen Torfe, was eine Erhöhung des Trockensubstanzvolumens nach sich zieht. Die Grundwasserabsenkung bewirkt einen häufigen Wechsel von trockenen und vernässten Zuständen (nach Regenereignissen) der Böden, so dass es abwechselnd zur Schrumpfung und Quellung („Zerreißen und Aufgliederung“) der Torfe kommt. Die verstärkten Grundwasserschwankungen haben weitreichende Auswirkungen auf das Gefüge und das Porenvolumen sowie die Porengrößenverteilung (Dasberg and Neuman 1977; Okruszko 1989; Zeitz 1992; Sauerbrey and Schmidt 1993; Schwärzel 2000). Durchgängige Poren und Kapillaren werden durch die Spannungen im Boden unterbrochen, stattdessen bilden sich Schwundrisse und ein Aggregatgefüge aus. Durch die Schrumpfung sinkt der Anteil der langsam dränenden Grobporen (10 bis $<50\text{ }\mu\text{m}$) und der Anteil der Mittelporen (3 bis $<10\text{ }\mu\text{m}$) stark ab, während der Anteil der schnell dränenden Grobporen ($>50\text{ }\mu\text{m}$) steigt (Zeitz 1992; Schwärzel 2000). Infolgedessen weisen veränderte Torfe noch immer hohe Wassergehalte von mehr als 90% auf, die effektive Porosität sinkt aber auf Werte zwischen 20% bis 30% ab (Dasberg and Neuman 1977). In stark degradierten Torfen verringert sich das Volumen der Grob- und Mittelporen z.T. sogar auf weniger als 10 Vol. % (Sauerbrey and Schmidt 1993), wobei der Totwasseranteil deutlich ansteigt (Abbildung 2).

Aus der Verringerung der langsam dränenden Grobporen und der Mittelporen resultiert eine Abnahme des kapillaren Aufstiegs, was ein verstärktes Absinken der Grundwasserstände bewirkt. Kurzzeitige Sommerniederschläge werden dagegen durch den Anstieg der schnell dränenden Grobporen und über Schwundrisse ohne wesentlichen Einfluss auf die Oberbodenfeuchte (Zunahme des Benetzungswiderstandes) in den Untergrund abgeführt, was zu schnellen Grundwasseranstiegen führt (Sauerbrey and Schmidt 1993; Schmidt 1994; Schwärzel 2000). Insgesamt bewirken die bodenphysikalischen und hydraulischen Veränderungen der drainierten Niedermoortorfe eine Entwicklung von ehemals grundwasserbeeinflussten zu stärker witterungsabhängigen Systemen (Sauerbrey et al. 1991; Blankenburg 1995). Die Böden sind durch verstärktes Auftreten von Staunässe, schneller Auffüllung und Entleerung des Bodenwasserspeichers und einer verstärkten Austrocknung gekennzeichnet.

Die fortschreitende Bodenentwicklung in Torfböden durch Drainagen führt zu einer Verringerung der hydraulischen Leitfähigkeit. Die Literaturwerte von k_f -Werten in Torfen variieren über mehrere Größenordnungen. Zeitz (1991) findet für intensiv genutzte Standorte mittlere k_f -Werte von $\leq 0,3 \text{ md}^{-1}$. In derselben Veröffentlichung empfiehlt sie aufgrund von hohen methodischen Unsicherheiten statistische Datensätze, in denen aus einer Vielzahl von Untersuchungen k_f -Wert-Klassen abgeleitet werden (Zeitz 1991).

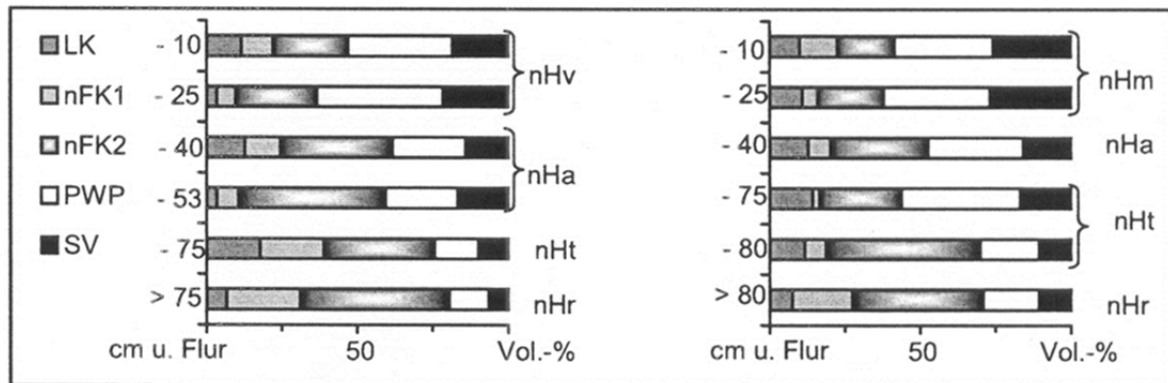


Abbildung 2: Wasserhaushaltskennwerte für einen Erd-Niedermoor- (links) und Mulm-Niedermoor-Standort (rechts); (SV=Substanzvolumen, LK= Luftkapazität, nFK1=nutzbare Feldkapazität (63-315 hPa, nFK2 = nutzbare Feldkapazität (315-15000hPa), PWP = Wassergehalte bei Wasserspannungswerten >15000hPa), (Schwärzel, 2000).

2.2.3 Bilanzierung des Wasserhaushaltes in Niederungen

In Niederungsgebieten stellen die Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser ein wesentliches Charakteristikum dar (Winter 1999; Sophocleous 2002; Krause and Bronstert 2005, 2007) und müssen daher im Zusammenhang betrachtet werden. Häufige Wechsel des Wasserspiegelgefälles bewirken einen zeitlich und räumlich dynamischen Wechsel der Fließrichtungen (Winter et al. 1998; Sophocleous 2002; Vidon and Hill 2004b; Krause and Bronstert 2005). Dazu treten in Niederungen häufig zeitgleich laterale wie auch vertikale Transportprozesse auf (Krause et al. 2007), die je nach Feuchtgebietstyp dominieren. In künstlichen Systemen kann der Wechsel der Fließrichtungen über die Wehrstellungen von Gräben erreicht werden, so dass hydrologische Funktionen wie Entwässerung, aber auch Bewässerung steuerbar sind (Quast et al. 2001; Wilcox et al. 2006; Dietrich et al. 2007).

Die Quantifizierung der Wasserhaushaltskomponenten ist notwendig, um die Hydrologie von Feuchtgebieten besser zu verstehen (Grapes et al. 2006) und bildet die Basis einer soliden Nährstoffbilanzierung (Winter et al. 1998; Sophocleous 2002; Lewandowski et al. 2009).

Der verwendete Ansatz zur Berechnung des Wasserhaushaltes von Feuchtgebieten basiert auf der Berücksichtigung der Abflusskomponenten des Oberflächenwasserzu- und -abflusses, des Grundwasserzu- und -abstromes in das und aus dem Feuchtgebiet sowie aus den klimatischen Komponenten Evapotranspiration und Niederschlag. Für den jeweils betrachteten Zeitraum bildet sich ein Bilanzüberschuss oder -defizit aus, was zum Anstieg oder Absinken des Grundwasserstandes im Bodenspeicher führt. Die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung lässt sich wie folgt darstellen:

$$\Delta S = P - ET + Q_{zuu} + Q_{zuo} - Q_{abu} - Q_{abo} \quad (1)$$

mit: ΔS = Speicheränderung; P = Niederschlag; ET = reale Verdunstung; Q_{zuu} = Zufluss über Grundwasser; Q_{zuo} = Zufluss über Fließgewässer; Q_{abu} = Abfluss über Grundwasser; Q_{abo} = Abfluss über Fließgewässer.

In Abhängigkeit der spezifischen Randbedingungen sind einzelne Komponenten der Wasserbilanz zu vernachlässigen oder müssen aufgrund ihres dominanten Einflusses in besonders detaillierter Weise betrachtet werden (Dietrich et al. 2007). Im Folgenden werden die bisher noch nicht dargestellten Komponenten des Wasserhaushalts und ihre Relevanz für die Wasserbilanz ausführlicher vorgestellt.

Niederschlag

Die Niederschläge sind mit Niederschlagsmessungen relativ einfach zu ermitteln, unterliegen aber einem systematischen Fehler durch die Windexposition (Tiemeyer et al. 2006). Sie führt bei Regen zu einem Fehler von 2% bis 5% und bei Schnee zu 15% bis 35%. Weitere Fehlerquellen sind in der Verdunstung begründet (Benetzungsverdunstung von 5% bis 10% und Verdunstung aus dem Entnahmegerät von etwa 1% bis 3%).

Evapotranspiration

Die Evapotranspiration ist eine der wichtigsten, aber selten quantifizierte Grundwasser Randbedingung in Feuchtgebieten (Goodrich et al. 2000; Baird and Maddock 2005). Sie beeinflusst Parameter wie Bodenfeuchte und Pflanzenproduktivität, biogeochemische Prozesse sowie die Wasser und Nährstoff Bilanzen (Baird and Maddock 2005). Ihre exakte Bestimmung stellt insbesondere für heterogene Feuchtgebiete mit einer komplexen Hydrologie und einer stark ausgeprägten Topographie, die eine hohe Variabilität der Grundwasserflurabstände und der Pflanzenbedeckung hervorruft, eine besondere Herausforderung dar und birgt hohe Unsicherheiten (Schwärzel 2000; Drexler et al. 2004; Baird and Maddock 2005; Dietrich et al. 2007). Übliche Methoden zur Berechnung der potenziellen Evapotranspiration (ET_p) anhand von erhobenen Klimadaten sind z.B. die Methoden nach Haude (Haude 1955) und Turc (Turc 1961), die v.a. innerhalb von Deutschland verwendet werden (Heidt 1997; Van der Aa et al. 2001). Die Methode nach Haude ist ein auf dem Dalton-Ansatz beruhendes Verfahren.

$$ET_{pHAe} = a_{HA} \times (e_s - e) \quad (2)$$

mit: a_{HA} = empirischer (konstanter) monatlicher Pflanzenfaktor (Haude-Faktor); $e_s - e$ = Sättigungsdefizit der Luft mit Wasserdampf in hPa.

Der empirische (konstante) monatliche Pflanzenfaktor, der das Sättigungsdefizit korrigiert, ist für verschiedene Kulturarten erstellt worden.

Für die Berechnung der realen Evapotranspiration (ET_a) wird die Methode nach Penman-Monteith (Monteith 1965) und die darauf basierende FAO Gras-Referenzverdunstung (DVWK 1996) verwendet. Beide Methoden werden häufig in hydrologischen Studien in Feuchtgebieten genutzt (Tiemeyer et al. 2006). Der Nachteil der sehr genauen Berechnung der realen Verdunstung nach dem Penman-Monteith Ansatz liegt in der aufwendigen Parametrisierung. An Klimastationen liegen die erforderlichen Messgrößen nicht vor und sind auch wegen der unterschiedlichen Bewuchs- und Bodenverhältnisse in der Regel nicht genau genug zu ermitteln (Wendling 1995). Bei der FAO-Grasreferenzverdunstung (Allen et al. 1994) wird der Penman-Monteith Ansatz unter Verwendung einer genormten Referenzoberfläche genutzt. Sie wird unabhängig vom Wasserdargebot, vom Pflanzenbestand und der Pflanzenentwicklung berechnet (DVWK 1996). Als Referenzoberfläche wird Gras

mit definierten Eigenschaften bei ausreichender Wasserversorgung angenommen. Die Gras-Referenzverdunstung ist unabhängig von Bodenart und Pflanzenentwicklung und lässt sich aus Klimadaten für ein vorgegebenes Gebiet ganzjährig berechnen (Wendling 1995). Die tägliche Verdunstungshöhe in mm kann als Summe des Strahlungs- und Ventilations-Feuchte-Anteils berechnet werden (DVWK 1996):

$$ET_0 = g(T, v) \times \frac{Rn}{L} + f(T) \times t \times v_2 \left(1 - \frac{U}{100}\right) \quad (3)$$

mit: ET_0 = Grasreferenzverdunstung; L = spezifische Verdunstungswärme für 1mm Verdunstungshöhe [J/kg]; Rn = Strahlungsbilanz [W/m^2].

Die dimensionslosen Temperaturfunktionen $g(T, v)$ und $f(T)$ können aus Tafelwerken (DVWK 1996) abgelesen werden. Aus der berechneten Gras-Referenzverdunstung kann durch Multiplikation mit einem spezifischen Vegetationskoeffizienten (k_c) die reale Evapotranspiration (ET_a) für spezifische Pflanzenbewüchse errechnet werden. Der FAO-Ansatz hat den Vorteil, dass die Ergebnisse international weitgehend vergleichbar sind.

Ingram, 1983 gibt aufgrund der hohen Transpiration der Feuchtgebietsvegetation als Näherungswert für Niedermoore ein Verhältnis der realen zur potenziellen Evapotranspiration von $\sim 1,4$ an. Dannowski et al. (1999) zeigen, dass sich die Gras-Referenzverdunstung in einem Feuchtgebiet mit hochstehenden Feuchtgebietsvegetation (z.B. *Phragmites australis* und *Carex spp.*) nicht zur Berechnung der Evapotranspiration eignet und durch spezifische Vegetationskoeffizienten (k_c) angepasst werden muss. Tabelle 1: zeigt k_c für verschiedene Vegetationstypen.

Tabelle 1: Ausgewählte monatliche Vegetationskoeffizienten für Feuchtgebiete. ¹Weideland und kleine Seggen; ²gemischte, hochstehende Halophyten; ³Weiden; (Persson and Lindroth 1994; DVWK 1996; Allen et al. 1998; Dannowski et al. 1999; Schwärzel 2000; Tiemeyer et al. 2006).

Vegetationstyp	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November bis März
Grasland	1,00	1,05	1,10	1,10	1,05	1,05	1,00	1,00
Riede ²	1,20	1,40	1,45	1,60	1,80	2,15	1,35	0,70
Bruchwälder ³	0,65	0,75	0,88	1,30	1,45	2,35	1,20	0,65

Die aktuelle Evapotranspiration ist ebenfalls vom kapillaren Wasseraufstieg abhängig. Dieser beschreibt die Menge des kapillar an die Untergrenze des Wurzelraumes aufsteigenden

Wassers, ein Prozess der vom Verdunstungsanspruch der Atmosphäre angetrieben, aber von Faktoren wie Grundwasserstand oder dem Porensystem des Bodens beeinflusst wird (Schwärzel 2000). In Niedermooren verschiedener Degradierung ist der kapillare Aufstieg bis zu einem Grundwasserflurabstand von <4 dm ausreichend, um auch bei hohen sommerlichen Verdunstungsanspruch den Wasserbedarf von Pflanzen vollauf zu befriedigen (Schwärzel 2000). Einen starken Rückgang des pflanzenverfügbaren Wassers auf degradierten Niedermoorstandorten wird durch oberflächennahe Muddeschichten und Hystereseeffekte festgestellt (Schwärzel 2000; Schindler et al. 2004).

Bodenwasserspeicher

Der Boden stellt eine wichtige Verteilerstelle für das infiltrierende Wasser dar und kann sowohl über seine physikalischen Eigenschaften (Körnung, Lagerungsdichte, Speicherkapazität, kf-Werte, pF-WG-Beziehungen, u.a.) als auch über seine vertikale pedogene und lithogene Differenzierung einen Einfluss auf die Abflussbildung nehmen. Während sich die physikalischen Eigenschaften auf die Wasserbindung und auf die Fließgeschwindigkeiten auswirken, beeinflusst die vertikale Differenzierung vor allem die Richtung des Wassertransportes. Bedingt durch Durchlässigkeitsunterschiede an Horizontgrenzen kann der vertikale Wasserfluss vermindert und in eine laterale Richtung umgelenkt werden (Chiffard 2006).

Die Speicherkapazität des Bodens wird über die Kontinuitätsbedingung ausgedrückt, die besagt, dass in einem Volumenelement die Summe der zu- und abströmenden Massen der Masseninhaltsänderung entspricht. Diese ist bei konstanter Dichte definiert als (Bear 1979):

$$\sum Q_i = \frac{1}{\rho} \times \frac{\Delta M}{\Delta t} \quad (4)$$

mit: Q_i = Zu-, Abstrom in Koordinatenrichtung i [L^3T^{-1}]; Δt = Zeitintervall [T]; ΔM = Änderung des Masseninhalts [M]; ρ = Dichte des Wassers [ML^{-3}].

Die Masseninhaltsänderung ΔM eines betrachteten Volumenelements V_0 ist durch die Änderung der Standrohrspiegelhöhe Δh während des Zeitintervalls Δt gekennzeichnet. Die Beziehung zwischen der Masseninhaltsänderung ΔM und der Standrohrspiegeländerung $\Delta h^{(t)}$ ist durch den spezifischen Speicherkoeffizienten S_s gegeben:

$$S_s = \frac{\Delta V_w}{V_0 \times \Delta h^t} \quad (5)$$

mit: S_s = Spezifischer Speicherkoeffizient [L^{-1}]; ΔV_w = Aufgenommenes bzw. abgegebenes Wasservolumen [L^3]; V_0 = Volumen des betroffenen Elementes; $\Delta h^{(t)}$ = Standrohrspiegelhöhendifferenz im Zeitintervall Δt [L].

Betrachtet man bei einem Grundwasser-Leiter anstatt eines Volumenelementes die gesamte Säule mit einer Grundfläche A , so erhält man die flächenspezifische Speicherkapazität, den dimensionslosen Speicherkoeffizienten S :

$$S = \frac{\Delta V_w}{A \times \Delta h^t} \quad (6)$$

mit: S = Speicherkoeffizient [-]; A = Grundfläche des betrachteten Elements [L^2].

Versickerung (Infiltration)

Überflutungen oder gezielte Überstaumaßnahmen in Feuchtgebieten bilden einen häufigen Spezialfall, der in der Bilanzkomponente des zu- oder abströmenden Oberflächenwasser enthalten ist. Die Überflutung der Fläche führt ebenso wie das Niederschlagswasser, das nicht von der Bodenoberfläche verdunstet oder auf ihr abfließt, zu einer Infiltration in den Boden und kann als Sickerwassermenge quantifiziert werden. Diese führt als vertikale Versickerung (Perkolation) zur Grundwasserneubildung (DIN 1992) oder strömt als hypodermischer Abfluss, d.h. oberflächennaher, lateraler (Zwischen-) Abfluss in der ungesättigten Bodenzone zum Vorfluter. Eine einfache Methode, die den Anstieg des Grundwasserspiegels in ungespannten Grundwasserleitern auf versickerndes Wasser zurückführt, ist die Berechnung der Grundwasserneubildung aus der Grundwasserstandänderung. Die Neubildungsrate (R) wird dabei berechnet durch:

$$R = S_y \times \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (7)$$

mit S_y = Speicherkoeffizient für ungespannte Grundwasserverhältnisse, h = Grundwasserstand und t = Zeit.

Diese Methode eignet sich am besten für Gebiete mit geringen Grundwasserflurabständen und bei der Betrachtung kurzer Zeiträume mit steilen Anstiegen der Grundwasserstände, die auf

die Neubildung von Grundwasser zurückzuführen sind. Unsicherheiten liegen in der Bestimmung eines repräsentativen Speicherkoeffizienten und im Ausschluss möglicher anderer Einflussfaktoren auf die Wasserstandänderung (Scanlon et al. 2002).

Der Transport und der Rückhalt des Bodenwassers werden im Wesentlichen von der Porenstruktur, d.h. ihrer Anzahl, Größe und Form, bestimmt. In der ungesättigten Zone wird das infiltrierende Wasser so lange gegen die Schwerkraft in den Poren gehalten, bis die Wasserhaltekapazität (Feldkapazität) des Bodens überschritten wird. Die nun einsetzende Bewegungsrichtung des Bodenwassers wird durch die Schwerkraft und das Potenzialgefälle bestimmt. Für stationäre und laminare Filterströmungen kann der Wasserfluss mit der Darcy-Gleichung beschrieben werden:

$$Q = kf \times \frac{d\psi}{dl} \quad (8)$$

mit: Q = pro Zeiteinheit durch eine gegebene Fläche perkolierende Wassermenge; $d\psi$ = antreibendes Potenzial, dl = Fließstrecke, kf = gesättigte Wasserleitfähigkeit.

Da stationäre Strömungsverhältnisse im Boden nur im Bereich des Grund- und Stauwassers über längere Zeitspannen vorliegen, wurde von Richards (1931) die Gleichung von DARCY unter Einbeziehung des Kontinuitätsgesetzes für instationäre Strömungen zu einer partiellen Differenzialgleichung erweitert:

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left[K(\theta) \left(1 - \frac{d\psi}{\delta z} \right) \right] \quad (9)$$

mit: θ = Volumetrischer Wassergehalt, ψ = Saugspannung, t = Zeit und z = Vertikale Längenkoordinate.

Die Wasserleitfähigkeit stellt im ungesättigten Bereich keine Konstante mehr dar und ist somit vom Bodenwassergehalt abhängig ($K = K(\theta)$). Mit Zunahme des Wassergehaltes steigt die Fließgeschwindigkeit und erreicht bei gesättigten Verhältnissen den maximalen Wert, der als k_f -Wert beschrieben wird.

Uferfiltration, Exfiltration, Stagnierende Bedingungen

Neben dem vertikalen Transport durch die Versickerung kommt es in Feuchtgebieten zu lateralen Austauschprozessen zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser. Drei

wesentliche Einflussfaktoren bestimmen die Art, die Intensität sowie die Richtung der Austauschprozesse zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser (Krause and Bronstert 2005):

- der hydraulische Gradient $[\Delta h/\Delta s]$ zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer sowie dessen raumzeitliche Variabilität,
- die hydraulische Leitfähigkeit der hyporheischen Zone sowie die Bodeneigenschaften (Speicherkoeffizient $[S]$ oder der speichernutzbare Hohlraumanteil $[n_{sp}]$ und die hydraulische Leitfähigkeit),
- die geologischen Flussbetteigenschaften sowie die Geometrie und die Lage des Flussbettes in der Talaue.

Ist der Grundwasserstand höher als der Fluss- oder Grabenwasserstand, liegen effluente oder exfiltrierende Bedingungen vor. Das Grundwasser dotiert den Fluss (Exfiltration). Bei Fluss- oder Grabenwasserständen, die den Grundwasserspiegel übersteigen, stellen sich influente oder infiltrierende Bedingungen ein. Das Flusswasser dotiert das Grundwasser (Uferfiltration) (Winter et al. 1998). Bei Überflutung oder gezieltem Überstau kommt es nach einem Ausgleich der Wasser- und Grundwasserstände durch Versickerung in der Regel zu stagnierenden Bedingungen.

Neben den oben aufgeführten Kriterien wirkt sich die Mächtigkeit des Aquifers auf die austauschbare Wassermenge aus. Sie gibt den Höhenunterschied zwischen Grundwasseroberfläche und der Grundwassersohle an. Die Menge des austauschbaren Wassers ist dabei direkt proportional zur mittleren Mächtigkeit des Grundwasserkörpers $[m]$.

Aufgrund dynamischer Veränderungen der Wasser- und Grundwasserspiegellagen findet in Niederungsgebieten im kleinräumigen Bereich aber auch in lokalen und regionalen Systemen ein häufiger Wechsel zwischen influenten oder effluenten Bedingungen statt. Darüber hinaus können auch beide Bedingungen entgegengesetzt vorkommen, so dass ein Uferbereich von influenten, der andere von effluenten Bedingungen dominiert wird (Vidon and Hill 2004b; Krause and Bronstert 2005).

2.3 Modellierung des Wasserhaushaltes in Niederungsgebieten

Die Auswahl eines geeigneten Modells zur Bilanzierung des Wasserhaushaltes richtet sich nach der Fragestellung und nach der Übereinstimmung von notwendigen Eingangsdaten mit der tatsächlichen Datenverfügbarkeit.

Modelstudien zur Darstellung der Wasserbilanz in Niederungsgebieten basieren aufgrund der unterschiedlichen hydrologischen Randbedingungen häufig auf stark unterschiedlichen Ansätzen (Dietrich et al. 2007). Diese sind unter anderem durch den variierenden Einfluss der individuellen Wasserbilanzkomponenten, die unterschiedlichen Einflüsse der hydrologischen Prozesse auf die Wasserbilanz und die Ausrichtung an aktuellen Problemen und Aufgaben sowie durch die Art, wie der jeweilige Ansatz diese Einflüsse löst, geprägt (Boeye and Verheyen 1992; Spijksma and Schouwenaars 1997; Restrepo et al. 1998; Dall'O' et al. 2001; Bradley 2002; Dietrich et al. 2007; Litaor et al. 2008).

Angewendete Modelle beinhalten einfache Input-Output Bilanzierungen, Regressionsanalysen (Boeye and Verheyen 1992), die Anwendung von konzeptionellen Modellen (Dall'O' et al. 2001; Vidon and Hill 2004b; Dietrich et al. 2007; Litaor et al. 2008), komplexe physikalisch basierte NA-Modelle wie SWAT (Arnold et al. 2001; Wessolek et al. 2002) und DUFLOW (Balla et al. 2004) sowie Grundwassermodelle wie MODFLOW (Gilvear et al. 1997; Heidt 1997; Bradley 2002). In näherer Vergangenheit wird verstärkt die Kopplung von Niederschlags-Abfluss-Modellen mit Grundwassermodellen (Spijksma et al. 1996; Bradley and Gilvear 2000; Krause et al. 2007) sowie die Kopplung von Modellen der ungesättigten Zone mit Grundwassermodellen wie HYDRUS und MODFLOW (Twarakavi et al. 2008) praktiziert.

Unter räumlichen Gesichtspunkten findet eine Unterteilung der hydrologischen Skalen in drei Bereiche statt:

- Mikroskala (Plot scale) (0,001 km-0,1 km)
- Mesoskala (reach scale) (0,1 km-10 km)
- Makroskala (catchment scale) (10 km-1000 km).

Je nach Skalenbereich und Fragestellung entscheidet sich die notwendige zeitliche Diskretisierung. Dabei weisen die abzubildenden Transport- und Transformationsprozesse grundsätzlich unterschiedliche räumliche und zeitliche Skalenniveaus auf (Abbildung 3).

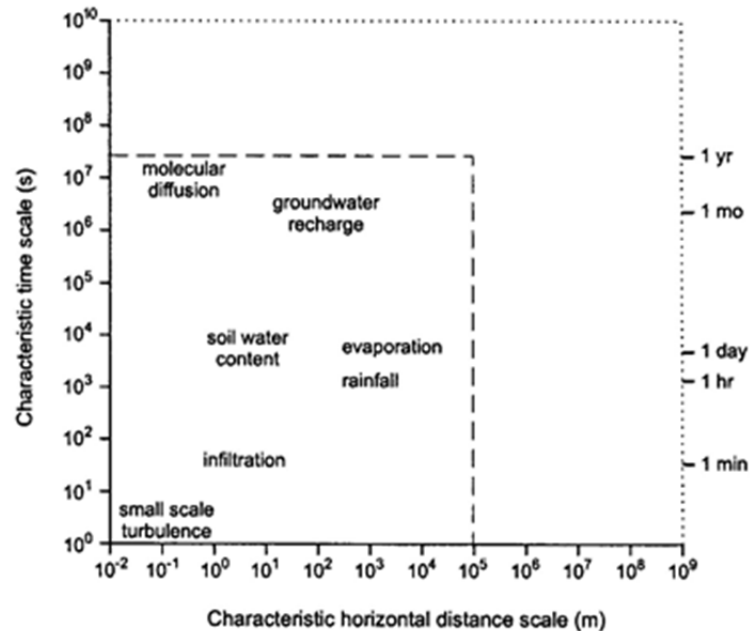


Abbildung 3: Räumliche und zeitliche Skalenniveaus hydrologischer Prozesse (Kendall and McDonnell 1998).

2.4 Phosphor in Böden und Sedimenten von Niederungen

Die mit Phosphor angereicherten Böden und Sedimente in landwirtschaftlich genutzten Niederungsgebieten bilden durch Oberflächenabfluss (Überflutung), Sickerwassertransport und nachfolgendem Austrag über die Grundwasserpassage die Hauptquellen möglicher Phosphor Einträge in das Fließgewässer- oder Grabensystem. Die vorherrschenden Phosphor Spezies sowie die hydrologischen und biogeochemischen Randbedingungen bestimmen die Stabilität des Phosphor Pools und die Wirksamkeit unterschiedlicher Mobilisierungs- und Retentionsprozesse.

In dem folgenden Kapitel werden die wesentlichen Phosphor Formen und die relevanten biogeochemischen Phosphor Umsetzungsprozesse beschrieben, die sowohl zu Phosphor Freisetzungen als auch zu einer Festlegung von Phosphor führen können.

Abschließend werden Bilanzierungsansätze für Phosphor Freisetzungs- sowie Festlegungsraten in Niederungsgebieten dargestellt.

Phosphor Spezies in Niederungen

In mineralischen Böden liegt der Anteil von organisch gebundenem P (P_o) am Gesamt Phosphor zwischen 25% und 65%. Für aquatische und Feuchtgebiets- Ökosysteme weisen Reddy et al. (1998) einen organischen Phosphor (P_o) Anteil von >50% aus, der sich in intakten Torfböden auf bis zu 80% erhöhen kann (Harrison 1987; Scheffer and Schachtschabel 1992). Die Anteile und Zusammensetzung von P_o in Niederungsgebieten hängen von dem Bodentyp, der Art der allochthonen organischen Fracht und den anfallenden absterbenden Algenzellen und Detritus der Feuchtgebietsvegetation ab. Dai et al. (1996) ermitteln im Wesentlichen drei verschiedene Formen von P_o in organischen Böden: Phosphonate, Orthophosphat-Monoester und Orthophosphat-Diester. Phosphonate, in denen C und P direkt gebunden ist, werden hauptsächlich in sauren Böden ermittelt (Turner and Newman 2005). Organische Orthophosphat Monoester (Inositol Phosphate, Zuckerphosphate und Mononukleotide) machen mit einem Anteil >50% (Reddy et al. 1999b) den Großteil von P_o aus (Turner and Newman 2005). Der Anteil der Orthophosphat-Diester im P_o der Böden ist gering (Reddy et al. 1999b), sie gehören aber zu den leicht abbaubaren P_o Formen (Reddy et al. 1999a) und sind deshalb für den Umsatz relevant. In Pflanzen und in mikrobiellen Bestandteilen liegt der organische Phosphor hauptsächlich als Orthophosphat-Diester vor (Turner and Newman 2005).

Neben den organischen Anteilen von Phosphor stellt Phosphat die dominante anorganische Form des Phosphors in den Böden dar. Anorganische Phosphor-Komponenten in Feuchtgebietsböden und Sedimenten sind in amorphen und kristallinen Formen von Fe, Al und Ca sowie Mg assoziiert (Graetz et al. 1999). Wachsende Anteile von anorganischem Phosphor finden sich in Feuchtgebietsböden und Sedimenten in der Regel durch eine verstärkte Verwitterung (Golterman 2004), z.B. durch anhaltend niedrige Grundwasserstände, da sich damit der Anteil wichtiger P Bindungspartner wie Tonminerale und Sesquioxiden in den Böden erhöht.

2.4.1 Phosphor Kreislauf in Niederungen

Die Mobilität von Phosphor in Feuchtgebieten unterliegt einem komplexen Zusammenspiel von biologischen und geochemischen Stoffumsatzprozessen, die häufig parallel ablaufen und

durch einen schnellen Wechsel von Freisetzung und Festlegung von P charakterisiert sind (Reddy et al. 1999b). Eine Vielzahl der in Feuchtgebieten ablaufenden Phosphor Umsatzprozesse wird durch Mikroorganismen kontrolliert. Kurzfristig funktionieren sie als Quelle oder Senke für Phosphor und organische Substrate, während sie langfristig als Katalysator zur Umwandlung von Phosphor aus stabilen organischen Formen in verfügbare anorganische Formen fungieren (Wick 1997). Die Geschwindigkeit der Phosphor Umsätze ist von einer Vielzahl an Randbedingungen wie Temperatur, Redoxpotenzial, pH-Wert und Verfügbarkeit von Kohlenstoff abhängig, wobei intensive Wechselwirkungen zwischen den organischen und anorganischen P-Anteilen auftritt.

Abbildung 4 zeigt die wesentlichen P-Umsetzungen in einem landwirtschaftlich genutzten Boden unter Berücksichtigung unterschiedlicher Reaktionsgeschwindigkeiten verschiedener Phosphor Spezies.

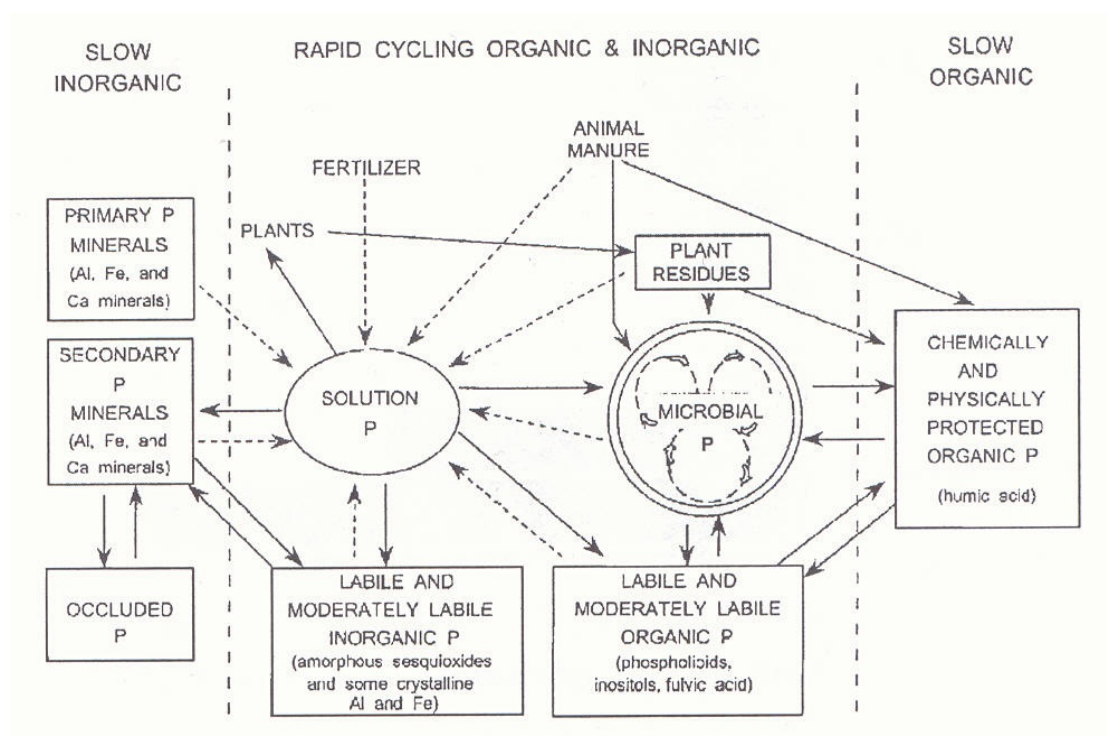


Abbildung 4: Der Phosphor-Kreislauf in genutzten Böden (Follett et al. 1987).

Das durch Düngung und Ausscheidungen von Weidetieren zugeführte P in Lösung kann in Biomasse inkorporiert und so zunächst als organischer P festgelegt werden. Eine weitere Möglichkeit der Immobilisierung ist die Adsorption an die Bodenmatrix in Form von anorganischem P. Okruszko (1989) berechnet in einem landwirtschaftlich genutzten Feuchtgebiet einen durchschnittlichen Anstieg des Phosphor-Pools um $42,4 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ durch

Phosphor Düngung. Die hohe Anreicherung führt der Autor auf eine verstärkte Bildung von Sesquioxiden im Vererdungshorizont der drainierten Torfböden zurück. Die Festlegung von P an die Bindungspartner führt dazu, das P unter oxidischen Bedingungen nicht mehr pflanzenverfügbar ist. Über 24 Jahre bilanziert Okruszko (1989) so einen Anstieg der P-Torf Gehalte um 124%.

Eine Festlegung von SRP durch Adsorption an Huminstoffe, Eisen(III)- und Aluminium-Oxide und Hydroxide (in Folge als Eisen(III)-(Hydr)oxide und Aluminium(Hydr)oxide bezeichnet) wird auch von Velty (2005) beschrieben, allerdings berücksichtigt sie, dass ein Teil des Phosphors in Biomasse (Pflanzen, Mikroben) inkorporiert wird. Während eine Festlegung von SRP in kristallinen P-Mineralien eine stabile und wenig mobile Bindungsform darstellt, betrifft der rapide P-Umsatz die leicht umsetzbaren anorganischen und organischen P-Formen wie amorphe Al- und Fe- Sesquioxide sowie Phospholipide, Inositol und Fulvosäuren. Die leicht verfügbaren anorganischen Phosphor Bestandteile zeichnen sich durch eine hohe Redox- und pH-Wert abhängige Mobilität aus und unterliegen damit dem Einfluss wechselnder hydrologischer Bedingungen. Auch P_o unterliegt zum Großteil einem schnellen Stoffumsatz durch Mineralisationsprozesse und Hydrolyse.

2.4.2 Phosphor Mobilität in Niederungen

Gewässerbegleitende Feuchtgebiete weisen räumlich und zeitlich eine hohe Stoffdynamik auf, die durch einen häufigen Wechsel der Redoxbedingungen, des pH-Wertes und der mikrobiellen Aktivität hervorgerufen wird. Die wechselnden Bedingungen werden maßgeblich durch die Feuchtgebiets-Hydrologie, die Hydrologie des angrenzenden Fließgewässers sowie von der Bodentemperatur und dem Nachschub an reduzierenden Bestandteilen (organisches Substrat) und Oxidanten beeinflusst (Hoffman et al. 2009). Die Mobilität von Phosphor in Böden und Sedimenten in Feuchtgebieten wird maßgeblich verursacht durch:

2.4.2.1 Zellauflösung und Sekretion sowie enzymatische Hydrolyse von P_o zu P_i ,

- Mineralisation durch mikrobiell katalysierte Redoxreaktionen, die von der Verfügbarkeit reduzierbarer Substanzen (Elektronen Akzeptoren) und der Verfügbarkeit der organischen Substanz abhängen,
- Abiotische Redoxreaktionen (z.B. die Reduktion von Eisen(Hydr)oxiden durch H_2S),

- Lösung von P Mineralien und Präzipitaten durch pH-Wert- und E_h Veränderungen,
- Ionenaustausch zwischen der festen und gelösten Phase,
- Inkorporation in Biomasse (Mikroorganismen und Pflanzen),
- Sedimentation (nach Inkorporation in Biomasse, Adsorption an Schwebstoffen und nach Präzipitation),
- Adsorption an die Bodenmatrix.

Da die P-Freisetzung und Festlegung mit einer Vielzahl von Prozessen assoziiert sind, wird ihre Funktionsweise unter Berücksichtigung verschiedener hydrologischer Bedingungen in Folge detailliert vorgestellt.

Die Phosphor Mobilisierung durch Phosphatasen

Mikroorganismen nutzen eine Vielzahl verschiedener Enzyme zum Abbau der organischen Substanz und zur Hydrolyse bestimmter (Nähr)Stoffe. Einige Enzyme sind nur in lebendigen Zellen aktiv und beschreiben die Menge der lebendigen Biomasse (intrazellulär), wogegen andere Enzyme außerhalb der Zelle eingesetzt werden (extrazellulär), da ein direkter Kontakt zwischen Makromolekül und dem Enzym für den Abbau der organischen Substanz bestehen muss (Vepsäläinen et al. 2004). Nach der Umwandlung der Makromoleküle in einfache organische Moleküle mit Hilfe der Aktivität der extrazellulären Enzyme werden die organischen Bestandteile mit geringen molekularem Gewicht direkt in die mikrobiellen Zellen transferiert, oxidiert und als Energiequelle genutzt (Reddy et al. 1999b). Somit können Mikroorganismen (z.B. Bakterien oder Pflanzen) die Konzentrationen von anorganischem Phosphat, die häufig in natürlichen aquatischen Systemen und Böden gering sind, erhöhen, indem sie die organischen P Verbindungen als primäre Quelle nutzen, um Phosphor verfügbar zu machen und mikrobielles Wachstum zu ermöglichen (Blake et al. 1997). Die Mobilisierung von Phosphat aus P_o , das durch Sekretion oder Zellauflösung freigesetzt wird, erfolgt durch Phosphatasen. Sie sind in der oberflächennahen Bodenschicht und Wurzelzone konzentriert, wo in der Regel die frisch gebildete, wenig humifizierte organische Substanz vorherrscht. Extrazelluläre Phosphatasen können mehr als 50% der gesamten im Boden und den Sedimenten vorhandenen Phosphatasen ausmachen. Man unterscheidet zwischen sauren und alkalischen Phosphatasen, die unterschiedliche pH-Wert Optima besitzen (6-6,6 und 9-11). Saure Phosphatasen werden von Pflanzen und von Mikroorganismen freigesetzt. Alkalische Phosphatasen werden hauptsächlich von Mikroorganismen und der Bodenfauna

ausgeschieden (Wick 1997). Sie haben in der Regel nur eine kurze Lebensdauer. Diese kann jedoch durch Adsorption an die Bodenmatrix erhöht werden (Stewart and Tiessen 1987; Reddy et al. 1999b).

Von dem großen Pool an P_o kann durch enzymatische Hydrolyse insgesamt nur eine kleine, aber für die Eutrophierung relevante Menge schnell über den Boden, die Pflanzen und die Mikroben mobilisiert werden. Dabei spielen die leicht verfügbaren P_o Fraktionen mit geringem molekularem Gewicht (kurzkettige Verbindungen) eine besondere Rolle, da sie einem schnellen Stoffkreislauf mit den löslichen Formen unterliegen, der in einer Größenordnung von Stunden liegt. Bei geringer Verfügbarkeit von SRP können Phosphatasen verstärkt freigesetzt werden, um eine effektivere Umwandlung von P_o in leicht umsetzbares P_i zu erzielen (Stewart and Tiessen 1987; Reddy et al. 1999b; Hakulinen et al. 2005). Eine verringerte enzymatische Biodegradation kann eintreten, wenn Orthophosphat Monoester, wie Inositol Phosphate aufgrund ihrer hohen Ladungsdichte schnell an organischen Bestandteilen, Ton, Sesquioxiden oder freien Kationen in der Bodenlösung festgelegt werden (Stewart and Tiessen 1987; Giesler et al. 2004). Orthophosphat Diester haben gegenüber Inositol Phosphat eine geringere Ladungsdichte. Diese erschwert die Adsorption an die Bodenmatrix. Infolgedessen werden die Diester effektiv durch Phosphatasen hydrolisiert, worauf auch ihr geringes Vorkommen in den Böden und Sedimenten zurückzuführen ist (Stewart and Tiessen 1987).

Die Aktivität von Enzymen in Böden wird neben anderen Faktoren durch die Bodenfeuchte entscheidend beeinflusst (Vepsäläinen et al. 2004). Trockenperioden, die die Bodenfeuchte drastisch verringern, können zu einer Reduktion der mikrobiellen Biomasse und der Enzymaktivitäten führen (Keller et al. 2004). Kraigher et al. (2006) ermitteln trotz erhöhter Temperaturen eine geringe mikrobielle Aktivität nach einer vierwöchigen Trockenzeit, die bei einer Phase geringerer Temperaturen aber erhöhter Grundwasserstände ansteigt. Die Ergebnisse von Keller et al. (2004) und Kraigher et al. (2006) legen Absterbeereignisse und Inaktivierungen der Mikroorganismen bei wechselnden hydrologischen Bedingungen nahe. Im Gegensatz dazu finden Song et al. (2007) einen signifikanten Anstieg der Aktivitäten während Trockenphasen. Bei erneuter Wiedervernässung bleiben die hohen Enzymaktivitäten bestehen. Die Autoren schlussfolgern, dass wiederholte Trocken- und Wiedervernässungsphasen zu hohen P-Freisetzen durch chemische Veränderungen und die Aktivierung von P-mineralisierenden Enzymen führen. Eine mögliche Ursache dafür ist die Adaptierung der Mikroorganismenpopulationen an wechselnde hydrologische Bedingungen

(Balla et al. 2003; Kim et al. 2008). In Studien von Freeman et al. (1996), Kang et al. (1998) und Freeman et al. (2004) führen steigende Wasserstände dagegen zu geringen extrazellulären Enzymaktivitäten. Diese führen sie auf eine geringe Verfügbarkeit von Sauerstoff und einer daraus resultierenden Akkumulation von Phenolen (Huminsäuren) zurück, die die Enzymaktivitäten und die Mineralisation hemmen können.

Die Phosphor Mobilisierung durch Mineralisation

Neben der biochemischen Mineralisation durch extrazelluläre enzymatische Phosphatasen kann P_o ebenfalls durch direkte Nutzung der organischen Bestandteile für den Stoffumsatz (Respiration) freigesetzt werden (Reddy et al. 1999b). Dem Absterben der organischen Substanz (Pflanzen, Bodenorganismen) folgen deren Zersetzung und Umwandlung in Huminstoffe (Humifizierung). Der weitere nahezu vollständige mikrobielle Abbau zu anorganischen Stoffen (CO_2 , H_2O), bei dem auch die in der organischen Substanz enthaltenen Nährstoffe wie Phosphor, freigesetzt werden, wird als Mineralisation bezeichnet (Scheffer and Schachtschabel 1992). Bei genutzten entwässerten Niedermooren kommt es im oberen, belüfteten Bodenkörper zu einem stark beschleunigten Abbau der organischen Substanz (Blodau and Moore 2003), so dass stärker humifizierte über schwächer umgewandelten Torfen liegen.

Die Zersetzung der organischen Substanz und die Aktivität der heterotrophen Bakterienpopulation hängen von Einflussfaktoren wie verfügbare Nährstoffe, organische Substrate, Temperatur, pH-Wert und Redoxpotenzial ab (D'Angelo and Reddy 1999). Eine direkte Abhängigkeit zwischen dem verfügbaren organischen Kohlenstoff des Bodens und der Respirationsrate der Mikroorganismen wird von Wright and Reddy (2001) und Kraigher et al. (2006) beschrieben. Darüber hinaus ermitteln Wright and Reddy (2007) eine Zunahme der Respirationraten in P reichen Feuchtgebieten.

Ein direkter Zusammenhang zwischen mikrobiellem Abbau und Wasserstand und den damit sich einstellenden Redoxbedingungen wird von Keller et al. (2004) und Kim et al. (2008) dokumentiert. Sauerbrey et al. (1991) finden eine Zunahme der Mikroorganismen-Gemeinschaften bei einem Standort mit häufigen Wechseln zwischen aeroben und anaeroben Bedingungen, was zu einer Beschleunigung des oxidativen Torfverzehr führt. An solchen Standorten etablieren sich aerobe und anaerobe Bakteriengemeinschaften (Balla et al. 2003; Kim et al. 2008). Die mikrobiellen Gemeinschaften sind damit in der Lage eine weite

Spannbreite an Elektronen Akzeptoren für den organischen Abbau zu nutzen (Kim et al. 2008), so dass ein mikrobielles Wachstum unter verschiedenen hydrologischen Bedingungen gewährleistet bleibt.

Auswirkungen von Fällungs- und Lösungsprozessen auf die Phosphor Mobilität

Die in natürlichen Gewässern, Sedimenten und Böden auftretenden Fe(III)-(Hydr)oxide stellen verschiedene Phasen der Verwitterung mit frischen, amorphen Präzipitaten bis hin zu kristallinen Strukturen dar. Die wesentlichen Fe(III)-(Hydr)oxide bilden Hämatit (α Fe₂O₃), Goethit (α FeOOH), Lepidocrit (γ FeOOH), Magnetit (Fe₃O₄) und amorphe Fe(III)oxid (Fe₂O₃*nH₂O) Verbindungen (Appelo and Postma 2005). Bei Übersättigungen im Porenwasser fallen die Phasen aus, wobei es zur Festlegung von P durch Mitfällung kommen kann (Hoffman et al. 2009). Die Fe(III) Verbindungen sind unter oxischen Bedingungen schwer löslich und meist als partikuläres und kolloidales Fe(III)-(Hydr)oxid mit einer hohen Sorptionskapazität für P zu finden (Schauser 2002). Bei anaeroben Milieubedingungen bilden sich thermodynamisch stabile Mineralphasen wie Vivianit (Fe(II)-Phosphat), Al-Phosphate (z.B. Variskit) und Ca-Phosphate (Apatit) und können eine langfristige Phosphor Senke bilden (Dittrich 1998; Schauser 2002). Die Präzipitation der angeführten Calcium- und Fe(II) Phosphate im Porenwasser kann zu einer deutlichen Verringerung der potenziellen SRP Freisetzung unter anoxischen Bedingungen führen (Hoffman et al. 2009). Andererseits bildet sich unter anaeroben Bedingungen Eisenmonosulfid (FeS). Bei niedrigen Fe(II)-Konzentrationen und der Anwesenheit von elementarem Schwefel entwickelt sich aus FeS langsam Pyrit (FeS₂) (Peiffer et al. 1999). In schwefelhaltigen Systemen kann unter anaeroben Bedingungen die Bildung von Vivianit gehemmt werden (Hoffman et al. 2009). Zudem kann die Anwesenheit von H₂S die Auflösung weiterer Fe(II)-Minerale bewirken, was eine potenzielle Retention von P durch Fe(II) weiter vermindert (Roden and Edmonds 1997). Zum Nachweis des geringen Vorkommens authigener Minerale (z.B. Siderit oder Vivianit) können indirekte Methoden wie selektive Extraktionsverfahren oder stöchiometrische Modelle genutzt (Schauser 2002).

Auswirkungen von Adsorptions- und Desorptionsprozessen auf die Phosphor Mobilität

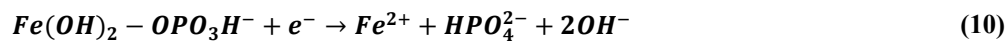
Die geochemische Bindung von Phosphor ist hauptsächlich mit der Adsorption an Eisen(III)- und Aluminium-(Hydr)oxide in sauren Böden sowie der Fällung verschiedener Calcium Phosphate in alkalischen Böden verbunden (Reddy et al. 1999b; Litaor et al. 2003; Giesler et

al. 2004; Litaor et al. 2004). Im Spreewald ist vor allem die Adsorption von P an Fe(III)-(Hydr)oxiden von Bedeutung. Die Kinetik der Phosphatadsorption an Eisen(III)-(Hydr)oxide läuft reversibel in zwei Schritten ab. Sie umfasst eine schnelle Adsorption an die Oberfläche (Stunden) und eine langsame Absorption, also eine Diffusion und Einbindung in die Mineralstruktur (Tage) (Golterman 1995). Letztere setzt eine Alterung der Metall-(Hydr)oxide voraus, bei der sich durch Dehydration und Oxolation (Bildung von Polymerketten und Umwandlung amorpher in kristalline Strukturen) die Ladung und die Bindungskapazität verringert (Hieltjes and Lijklema 1980; Golterman 2004). Diese Alterung der Minerale wird durch Oxidation beschleunigt (Schauser, 2002). Durch die Auskristallisierung wächst die Partikelgröße an, dabei nimmt die Löslichkeit ab. Somit werden höher kristalline Minerale gegenüber Redoxveränderungen zunehmend unempfindlich, während amorphe Strukturen redoxsensitiv bleiben.

Amorphe redoxsensitive Hydroxide weisen im Vergleich zu den stärker kristallinen Mineralen eine größere spezifische Oberfläche auf (Cornell and Schwertmann 2003), was eine erhöhte Phosphorsorptionskapazität ermöglicht (Richardson 1985). Diese ist in Feuchtgebietsböden und in Sedimenten folgerichtig häufig signifikant positiv an das Vorkommen amorpher Al- und Fe(III)-(Hydr)oxide gekoppelt (Hieltjes and Lijklema 1980; Richardson 1985; Schlichting et al. 2002; Litaor et al. 2004).

Die Stabilität verschiedener Fe(III)-(Hydr)oxide und die Löslichkeit von Fe(II) ist von dem vorherrschenden Redoxpotenzial und dem pH Wert abhängig und kann in E_h -pH-Stabilitätsdiagrammen dargestellt werden. Mit abnehmenden E_h und pH-Werten steigt die Fe(II) Löslichkeit an. Die Reduktionsraten von Fe(III) werden dabei kontrolliert durch die Oberfläche der Fe(III)-(Hydr)oxide und ihre thermodynamische Löslichkeit (Roden and Wetzel 2002). Bei pH-Werten zwischen 6-7 werden bereits bei einem E_h zwischen 300 mV und 100 mV Fe(II) Konzentrationen in der Bodenlösung ermittelt (Scheffer and Schachtschabel 1992). Darke and Walbridge (2000) belegen eine deutliche Akkumulation von Al- und insbesondere von Fe(III)-(Hydr)oxiden in grundwasserbeeinflussten Niederungen. Sie ermitteln einen Zusammenhang zwischen Trockenphasen (oxische Bedingungen) in Feuchtgebieten und zunehmender Kristallinität der Fe(III)-(Hydr)oxide, welche bei Wiederanstieg der Grundwasserstände (anoxische Bedingungen) erneut abnimmt (Patrick and Khalid 1974).

Merz et al. (2005) ermitteln eine signifikante Erhöhung der Fe(III)-(Hydr)oxid Gehalte in Grabensedimenten, die einer permanenten Anströmung von Fe(II) reichem Grundwasser unterliegen. Die Anreicherung von Grabensedimente mit Fe(III)-(Hydr)oxiden an der Grenzschicht führt zu einer signifikanten Erhöhung der P Sorptionskapazität der Sedimente, die von Chambers and Odum (1990) als „iron curtain“, also einer Barriere für P im Redoxübergangsbereich zwischen anaeroben und aeroben Bedingungen bezeichnet wird. Dieser Retentionsprozess wird durch den Eisen-Phosphor Kreislauf (Einsele 1936; Mortimer 1941) beschrieben. Der Fe-P-Kreislauf erlangt besonders nach Wiedervernässung von langjährig landwirtschaftlich intensiv genutzten Feuchtgebieten eine hohe ökologische Signifikanz (Hoffman et al. 2009). Zunächst bildet sich durch die verstärkte Belüftung und Verwitterung ein erhöhter Anteil an Fe(III)-(Hydr)oxiden in den Böden aus. Beim Einsetzen anoxischer Bedingungen unterliegen die Fe(III)-(Hydr)oxide einer vorwiegend mikrobiell induzierten reduktiven Lösung, die zu einer Auflösung von Fe(III)- (Hydr)oxiden mit einer gleichzeitigen Freisetzung von Fe(II) und dem adsorbiertem Phosphat in die Lösung führt (Patrick and Khalid 1974; Sallade and Sims 1997; Reddy et al. 1998; Rupp et al. 2004; Litaor et al. 2006; Meissner et al. 2008; Zak et al. 2008). Dieser Prozess wird durch Formel 10 beschrieben:



Die hydrologischen Bedingungen (Grabenwasserstände, Grundwasserstände oder Überstaubedingungen) beeinflussen das Redoxpotenzial und den pH Wert von Niederungsgebieten entscheidend (Reddy et al. 1998; Sanchez-Carrillo and Alvarez-Cobelas 2001; Shenker et al. 2005; Niedermeier and Robinson 2007). Dementsprechend üben sie einen direkten Einfluss auf die Mobilisierungs- und Festlegungsprozesse von Phosphor durch Adsorption oder Desorption an Fe(III)-(Hydr)oxiden aus. Bei Überstaubedingungen kommt es mit zunehmender Tiefe und abnehmenden Redoxpotenzialen in der Regel zur reduktiven Lösung von Fe(III)-(Hydr)oxiden, bei der P freigesetzt wird. In unmittelbarer Nähe der Übergangszone zwischen gesättigtem und ungesättigtem Bereich tritt dagegen eine erneute Adsorption von SRP an frisch gefällte Eisen(III)-(Hydr)oxide auf (Moore and Reddy 1994).

Das Fe/P Verhältnis im Porenwasser bietet eine erste Einschätzung des SRP Freisetzungspotenzials aus Sedimenten und Böden, da es Auskunft über eine potenzielle Festlegung von P an sich potenziell neu bildenden Fe(III)-(Hydr)oxiden gibt. Golterman (2004) dokumentiert erhöhte Freisetzen von SRP in das Porenwasser bei molaren Fe:P

Verhältnissen <10 , während bei Verhältnissen >15 eine ausreichende Anzahl an Bindungspartnern vorliegt, um die Freisetzung von SRP zu vermeiden. Zak et al. (2004) ermitteln in überstauten Feuchtgebietsböden erhöhte Freisetzungen von SRP bei Fe:P Verhältnissen <3 . Für die Freisetzung oder Retention von Phosphor ist das Verhältnis an der Redox-Übergangszone (z.B. Boden-Überstauwasser-Grenzschicht oder Sediment-Oberflächenwasser-Grenzschicht) von entscheidender Bedeutung. Hohe SRP Porenwasserkonzentrationen in den Böden oder Sedimenten sind somit nicht zwangsläufig mit einer hohen Freisetzung von SRP gleichzusetzen (Zak et al. 2004).

Andere Studien zeigen einen geringen Zusammenhang zwischen der mikrobiell induzierten Reduktion von Fe(III)-(Hydr)oxiden und der Freisetzung von SRP in das Porenwasser. In diesem Fall können noch temporär freie, nicht reduzierte Fe(III)-(Hydr)oxiden als Bindungspartner zur Verfügung stehen (Darke and Walbridge 2000). Weitere Möglichkeiten bestehen in der Bildung von Vivianit oder in einer erneuten Festlegung von SRP durch Adsorption an nicht-redox-sensitive Mineralien wie Calcium oder Aluminium (Golterman 2004). Welches Ion die höchste Affinität zur Adsorption von SRP ausbildet, ist wesentlich vom pH-Wert und der Konzentration des Ions abhängig. In mäßig sauren Böden wird SRP an Eisen- und Aluminium(Hydr)oxide adsorbiert und kann zu einem unlöslichen Eisenphosphat (Fe-P) oder Aluminiumphosphat (Al-P) umgewandelt werden. Zwischen pH-Werten von 6,5 und 7,5 nimmt die Adsorption von P an Fe(III)-(Hydr)oxide zu. Bei Werten $<5,5$ und $>8,5$ ab (Moore and Reddy 1994). Bei pH-Werten >8 kommt es zu einer verstärkten Festlegung von SRP als unlösliches Ca-P oder Mg-P. Gegenüber dem Sorptionsvermögen von Eisen und Aluminium ist das von Calcit zwar relativ gering (Schauser 2002), dennoch finden sich in Calcium reichen Feuchtgebietsböden und Sedimenten in Abhängigkeit des pH-Wertes zum Teil erhebliche Anteile an Ca-P (Kleiner 1988; Golterman 1995; Dittrich 1998).

Neben der Alterung der Minerale und ihrer Redox- und pH-Wert Abhängigkeit ist die Bindungsstabilität der P-Sorption von einer Vielzahl weiterer Randbedingungen abhängig. Dazu gehören die Temperatur, die vorherrschende Bindungsenergie, der Salzgehalt und die Konzentration möglicher Reaktionspartner sowie die Komplexierung von P mit Huminstoffen (Persson and Jansson 1985). Reddy et al. (1995; 1998) finden signifikante positive Korrelationen zwischen P und Fe(III)- und Al-(Hydr)oxide sowie zwischen TOC und P. Die Autoren schließen auf eine Phosphor Bindung durch Metall-Humin-Komplexe. Gerke and Hermann (1992) ermitteln eine Erhöhung der P Sorption bei der Bildung von Fe-Al-Humin-Komplexen.

Auswirkungen des Fe-S Kreislaufs auf die Phosphor-Mobilität

Neben dem Fe-P-Kreislauf können weitere Prozesse die Adsorption oder Desorption von SRP an Eisen(III)-(Hydr)oxiden beeinflussen. Der Eisen-Phosphor Kreislauf kann in schwefelhaltigen Systemen signifikant durch den Schwefel-Kreislauf beeinflusst werden (Abbildung 5).

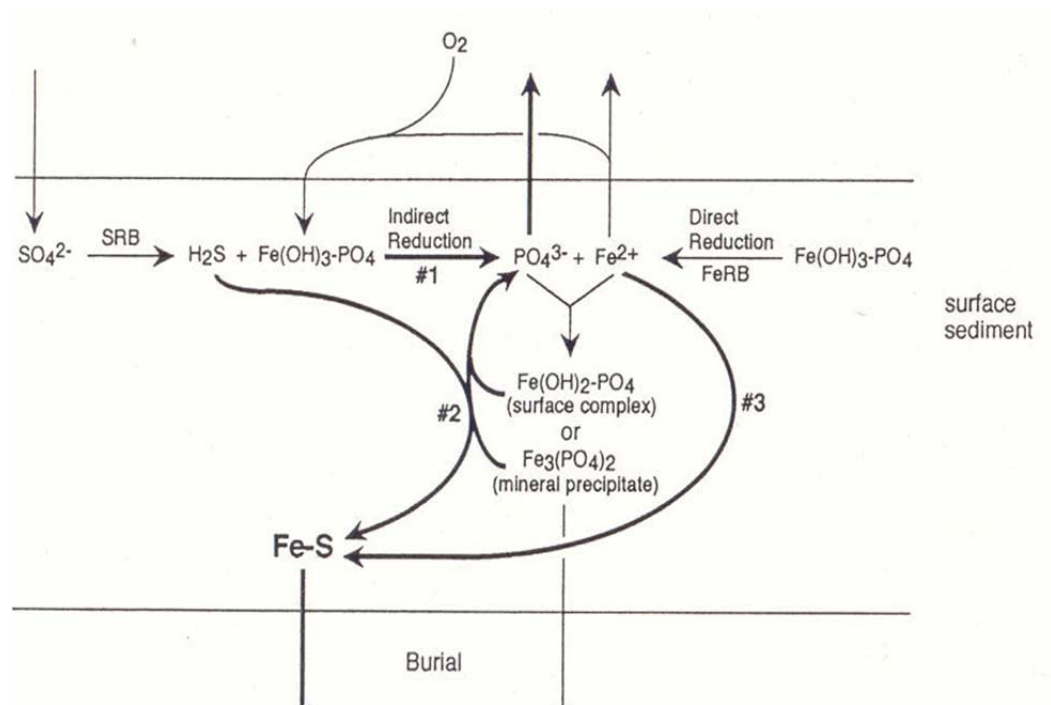
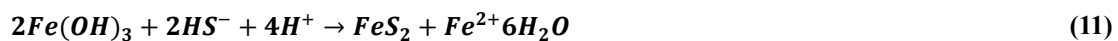


Abbildung 5: Der Eisen-Schwefel Kreislauf und die Phosphor Mobilität nach Roden and Edmonds (1997); (SRB= Sulfat-Reduzierende Bakterien; FeRB= Eisen Reduzierende Bakterien).

Sulfide, die durch die Reduktion von organischem Schwefel besonders aber durch die Desulfurikation von Sulfat gebildet werden, bilden mit Fe(II) Eisensulfide wie Eisenmonosulfid (FeS) oder schwerlösliches Pyrit (FeS_2) (Zeitz and Velty 2002). Die Bildung der Eisensulfide verhindert die Bildung von Fe(II) -Phosphaten unter anaeroben Bedingungen und vermindert die P-Sorptionskapazität in den oberen oxischen Horizonten (Lamers et al. 1998; Smolders et al. 2001; Zak et al. 2006), da das immobilisierte Fe(II) nicht mehr zur Bildung von Fe(III) -(Hydr)oxiden zur Verfügung steht. Die Bildung von Pyrit aus Fe(III) -(Hydr)oxiden läuft nach Formel 11 ab:



Eine signifikante P-Rücklösung unter anoxischen Bedingungen tritt in Sedimenten häufig erst dann auf, wenn Sulfat zu Sulfid reduziert wird (Caraco et al. 1989; Caraco et al. 1991; Roden and Edmonds 1997) und Fe(II) in schwerlösliches FeS₂ umgewandelt wird. Zeitz & Veltz (2002) ermitteln eine stark erhöhte Freisetzung von SRP bei Fe:S Verhältnissen <1. Zak et al. (2006) finden in Sedimenten der Spree bei Zugabe von SO₄ eine deutlich erhöhte Freisetzung von P, das an Eisen(III)-(Hydr)oxide adsorbiert ist. Die P Freisetzung ist auf kritische Fe:P Verhältnisse ≤ 3 zurückzuführen und erhöht sich bei Temperaturen von 20°C und einer forcierten mikrobiell induzierten Reduktion von SO₄.

2.4.3 Phosphor Bilanzierung in Niederungsgebieten

Eine Bilanzierung von Ökosystemen stellt in der Regel einen künstlichen Ansatz dar, der Teilaspekte der Ökosystembilanz betont und andere vernachlässigt (Noe and Childers 2007). Dabei liegt die vorweg getroffene Entscheidung, welche Aspekte maßgeblich sind und welche zu vernachlässigen, häufig in der thematischen Ausrichtung der Fragestellung. P Bilanzen in Niederungsbereich werden häufig unter ökologischen-, hydrologischen-, geochemischen- oder agrarischen Aspekten erstellt. Durch eine Fokussierung auf disziplinäre und räumliche Schwerpunkte kommt es oft zur Betrachtung von Einzelprozessen in unterschiedlichen Übergangszonen. Diese können bei der Phosphor Bilanzierung in Feuchtgebieten auf die Ermittlung der SRP Diffusionsraten (Newman and Pietro 2001) und der Retention an der Boden-Überstauwasser Übergangszone durch Sorption begrenzt sein (Chambers and Odum 1990; Zak et al. 2004). In anderen Studien wird die Sedimentation von TP nach Überflutungen betrachtet, wobei häufig der hydrologische Einfluss (Kronvang et al. 2007) oder der Einfluss der Vegetation (Svendsen and Kronvang 1993; Fennessy et al. 1994) auf die Sedimentation im Vordergrund steht. Die angesprochenen Studien beschreiben die Brutto-Festlegung oder -Freisetzung von Phosphor und weisen das Retentions- oder Freisetzungspotenzial eines Prozesses aus. Eine Netto-Bilanzierung des Boden-Überstauwasser Systems, bei dem sowohl die Retention als auch die Freisetzung von Phosphor innerhalb eines Teilsystems betrachtet wird, findet bei Svendsen and Kronvang, (1993) statt, die sowohl die Sedimentation als auch die Freisetzung von Phosphor durch Resuspension bilanzieren.

Eine andere Methode zur Ausweisung des Phosphor-Retentions- oder Freisetzungspotenzials ist die Bestimmung der P Sorptionskapazität von Böden und Sedimenten. Hierzu werden häufig detaillierte Prozessuntersuchungen durchgeführt (Lantzke et al. 1998; Reddy et al.

1998). Lantzke et al. (1998) unterscheiden die Sorptionskapazität von Biofilmen und Böden. Andere Autoren untersuchen die Auswirkungen von Abwässern auf die Sorptionskapazität anhand von räumlichen Gradienten (Reddy et al. 1998; White et al. 2000). Nur wenige Studien beschäftigen sich mit der P-Festlegung und -Mobilisierung in den begleitenden Gewässersedimenten (Maassen and Balla ; Nguyen 2000; Vaughan et al. 2007).

Neben der Betrachtung der Boden-Überstauwasser Grenzschrift und dem direkten Austausch zwischen Fließgewässer-Sedimenten und Oberflächenwasser steht häufig der Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser im Mittelpunkt der Phosphor Bilanzen. Die angewendeten Methoden gehen von der Beschreibungen kausaler Zusammenhänge (z.B. P-Gehalte in Böden und SRP Gehalte im Grundwasser und Oberflächenwasser, über die Ableitung statistischer Zusammenhänge wie dem Auftreten von sinkenden Redoxpotenzialen in Böden und steigender P-Konzentrationen im Oberflächengewässer (Rupp et al. 2004). Andere Ansätze basieren auf der Erstellung konzeptioneller Modelle auf Grundlage von intensiven hydrologischen Untersuchungen (Litaor et al. 2008) sowie der Modellierung des Stofftransportes durch Kombination eines Grundwassermodells mit einem Stofftransportmodell (Schilling et al. 2006).

Die Bilanzierung in größeren Systemen (wie eines Polders) erfolgt häufig durch Input-Output Berechnung der Phosphor Frachten. Aus den erstellten Datensätzen werden aufgrund von statistischen Untersuchungen häufig Prozesse ausgewiesen, die die berechnete Retention oder Freisetzung von P erklären. Venterink et al. (2003) betrachten entlang von Längsprofilen in Niederungsflüssen unter Berücksichtigung der Aufenthaltszeiten die Veränderungen der transportierten Phosphor-Fractionen. Aufgrund stark zurückgehender Frachten des PPs weisen die Autoren die Sedimentation als den wesentlichen P Retentionsmechanismus aus. Kieckbusch and Schrautzer (2007) finden einen Zusammenhang zwischen steigenden Temperaturen, einem Rückgang der O₂ Konzentrationen und erhöhten P Konzentrationen in teilweise stehenden Grabenabschnitten, die auf eine erhöhte Remobilisierung aus dem durch Düngung stark erhöhten P-Pool, eine vom Überstau bedingte Veränderung der Redoxbedingungen und auf geringe Fe:P Verhältnisse in den Polderböden zurückzuführen sind. Niswander and Mitsch (1995) erstellen aus kontinuierlichen Abflussmessungen und P-Konzentrationsmessungen am Zulauf und Ablauf eines Feuchtgebietes ein Korrelationsmodell und leiten daraus die Quellen und Senken Funktion für Phosphor ab.

In anderen Studien werden Phosphor Bilanzen auf Grundlage von detaillierten Prozessuntersuchungen der Hydrologie sowie der biogeochemischen Stoffumsetzungen erstellt. Dies ermöglicht eine auf die wesentlichen Prozesse fokussierte Betrachtung von Teilströmen und Umsatzprozessen, die zwischen den Einlass- und Auslasspunkten des Bilanzierungsraumes wirken. Die Quantifizierung der Transportpfade und Stoffumsatzprozesse ermöglicht nicht nur die Abbildung der P Quellen und Senken Funktion sondern darüber hinaus auch eine Gewichtung der verschiedenen daran beteiligten Prozesse. Auf Grundlage von detaillierten hydrologischen Untersuchungen und Messungen der Grundwassergüte bilanzieren Litaor et al. (2006) die P Emissionen aus exfiltrierendem Grundwasser. Bondar et al. (2009) ermitteln den Einfluss der Nährstoffaufnahme durch Phytoplankton und Makrophyten auf die Retention von P in einem durch Gräben entwässerten Niederungsbereich. Durch die Kombination von Untersuchungen auf der Einzugsgebietsebene und kleinräumigen Prozessuntersuchungen erstellen Gächter et al. (1998) auf Grundlage einer Wasserbilanz ein konzeptionelles Modell für den Transport von P von der Fläche in das Oberflächengewässer, das die Versickerung und den Transport über Drainagen beinhaltet. Reinhardt et al. (2005) erstellen ein Phosphor Bilanzmodell, dass die Aufnahme von SRP durch Phytoplankton, die Sedimentation von PP und den P-Flux aus dem Boden Porenwasser berücksichtigt. Unter Verwendung eigener Messwerte und Daten aus der Literatur stellen die Autoren eine wesentliche Wirkung der Aufenthaltszeit auf die P Retention fest, die zu einer Verschiebung der P-Fraktion durch die Aufnahme von SRP durch Phytoplankton und eine nachfolgende Sedimentation von PP führt. Ein weiterer Bilanzierungsansatz in einem landwirtschaftlich genutzten Gebiet (Van Beek et al. 2004) quantifiziert wesentliche P-Quellen und Prozessraten unter Berücksichtigung der Düngeaufbringung, der atmosphärischen Deposition und der Mineralisation in Phosphor haltigen Torfböden. Dabei werden die Sickerwasserraten aus Porenwasseruntersuchungen berechnet. Der Austausch zwischen Fläche und Grabensystem kann jedoch nicht quantifiziert werden, so dass die ermittelten Prozessraten anteilig auf die durch input-output Bestimmungen ermittelten Freisetzungsraten umgelegt werden. Einen stark an den hydrologischen Bedingungen ausgerichteten Bilanzierungsansatz nutzen Mitsch and Reeder (1991), die ein konzeptionelles Modell aufbauen, das aus verschiedenen Teilmodellen zusammengesetzt ist. Dabei berücksichtigen sie sowohl die Aufnahme von P in planktonische Biomasse wie auch in Makrophyten. Des Weiteren berücksichtigen die Autoren die Sedimentation und die Resuspension von Phosphor und bilden damit eine Vielzahl der relevanten Prozesse ab. Detaillierte Phosphor Bilanzen in unterschiedlich stark belasteten Systemen stellen Noe and

Childers (2007) auf. In Detailuntersuchungen auf der Mikroskala untersuchen sie die Wechselwirkungen zwischen P Sedimentation, der P Festlegung in Böden und der P Lebewelt (Flora und Fauna) bei unterschiedlichen hydrologischen Bedingungen. Dabei werden neben eigenen Messungen eine Vielzahl der Umsetzungen aus Literaturwerten ergänzt und die Bilanzen jeweils durch die Anpassung fehlender Bilanzglieder geschlossen.

Phosphor-Retention und Freisetzung in Niederungsgebieten

Fisher and Acreman (2004) haben Literaturbeiträge von 43 Feuchtgebieten zur Retention von P ausgewertet. Dabei kommt es in 84% der Fälle zu einem Rückhalt von Phosphor, wobei im Mittel aller betrachteten Studien $58\% \pm 23\%$ des P-Inputs in den Feuchtgebieten zurückgehalten werden. In 10% der Fälle kommt es zu einer Freisetzung von Phosphor und in 6% zu keinerlei Veränderung. Hoffmann et al. (2009) stellen verschiedene Publikationen zur Quantifizierung der TP Retention zusammen. Diese weisen stark schwankende P Retentionsraten in einem Bereich zwischen $0,02\text{--}3,11 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ auf. Die Retention von SRP liegt in einem Bereich von $0,23\text{--}0,55 \text{ kgSRPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (teilweise andere Studien), wobei sich starke jährliche Schwankungen zeigen. Wang and Mitsch (1998) bilanzieren in einem 208 km^2 großen Einzugsgebiet einen Rückhalt von 2,5% der Gesamtphosphor Fracht durch gewässerbegleitende Feuchtgebiete (3,3% des Einzugsgebietes). Niswander and Mitsch (1995) finden eine P Retentionseffizienz von 16%. Devito et al. (1989) ermitteln für ein Seggen-Niedermoor eine TP Retention von 17% ($0,5 \text{ kgha}^{-1}\text{a}^{-1}$). Mesokosmos Untersuchungen von Richardson (1985) belegen, dass 80 bis 90% des zugeführten P in den Feuchtgebietsböden zurückgehalten werden. Eine genauere Unterteilung ergibt einen Anteil von 50 bis 60% in den Böden, 10 bis 30% in der Pflanzenauflage, 10% in Makrophyten und 20% im Periphyton (Mikroorganismen, Algen und Pilze) (Davis 1982; Reddy et al. 1999b). Damit stellen die Adsorption von SRP an die Bodenmatrix und an Schwebstoffe und die Sedimentation von PP (die ebenfalls in den Boden Phosphor Pool eingeht) die herausragenden Prozesse bei der Retention von Phosphor dar (Richardson et al. 1996; Braskerud et al. 2000; Hoffman et al. 2009). Venterink et al. (2003), Svendsen and Kronvang (1993) sowie Reinhardt et al. (2005) zeigen, dass es in Feuchtgebieten zu einer effektiven Umwandlung von SRP zu PP kommt. Nach dem Transport der SRP Fracht in die durch geringe Fließgeschwindigkeiten und Wassertiefen sowie erhöhte Temperaturen gekennzeichneten Feuchtgebiets- und Übergangsbereiche führen Algen, Mikroorganismen und Makrophyten zu einer schnellen Aufnahme von SRP. Das so umgewandelte SRP unterliegt der Sedimentation oder geht verzögert als abgestorbene Biomasse erneut in den P-Pool ein. Greiner and

Hershner (1998) 1998 finden in 14 Feuchtgebieten in Sedimentkernen mit ^{137}C Datierung eine P-Festlegung zwischen $0,05 \text{ gTP m}^{-2}\text{a}^{-1}$ bis $1,3 \text{ gTP m}^{-2}\text{a}^{-1}$ ($0,5 \text{ kg ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ bis $13 \text{ kg ha}^{-1}\text{a}^{-1}$) bei einer Sedimentakkumulation zwischen $3,0$ und $5,5 \text{ mm a}^{-1}$ und liegen damit in einem ähnlichen Bereich der Raten von Richardson (1985) mit $0,17 \text{ gTP m}^{-2}\text{a}^{-1}$ bis $0,3 \text{ gTP m}^{-2}\text{a}^{-1}$ ($1,7 \text{ kg ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ bis $3,0 \text{ kg ha}^{-1}\text{a}^{-1}$). Die Adsorption von SRP durch Bindungspartner wie Al, Fe, Ca und Mg führt zu einer effektiven Festlegung im Boden, wenn eine ausreichende Kontaktzeit gewährleistet ist (Reddy et al. 1999b). Dementsprechend steigt die P Retention bei einer Erhöhung der Aufenthaltszeit des Wassers bei einem ausgeprägten Kontakt zwischen Sorbenten und dem zuströmenden Wasser (Reinhardt et al. 2005; Knox et al. 2008) sowie bei einer erhöhten P Sorptionskapazität der Böden an (Richardson 1985; Reddy et al. 1999b). Eine Abnahme der P Retention wird bei einer erhöhten hydraulischen Fracht und einer erhöhten P Sättigung der Böden ermittelt (Pant & Reddy, 2001).

Neben einer Festlegung von P belegen einige Studien die Freisetzung von P (Fisher and Acreman 2004). Ein hoher Anteil der Freisetzungen von SRP wird in Ufer-Übergangszonen wie Auen ermittelt. Dies kann durch die ausgeprägte Dynamik der hydrologischen und biogeochemischen Randbedingungen sowie landwirtschaftliche Nutzung oder Wiedervernässungsmaßnahmen nach landwirtschaftlicher Nutzung zurückzuführen sein. Kieckbusch and Schrautzer (2007) ermitteln in den ersten vier Jahren nach Wiedervernässung von zwei Poldern SRP Rücklösungen von $0,6 \text{ kgSRPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ bis $1,6 \text{ kgSRPha}^{-1}\text{a}^{-1}$. In dem zweiten Polder werden zunächst erheblich höhere SRP Freisetzungsraten von $19 \text{ kgSRPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ ermittelt, die in den beiden darauf folgenden Jahren auf $3 \text{ kgSRPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ zurückgehen. Zak et al. (2008) finden in stark degradierten wiedervernässten Niedermoorböden einen erhöhten Anteil an redox sensitivem Phosphor und ermitteln in Laborversuchen eine hohe Freisetzung von SRP in das Überstauwasser. Die Autoren schlussfolgern, dass der leicht verfügbare Pool bei Überstaubedingungen über Dekaden zur P Freisetzung führt. In Hoffmann et al. (2009) sind P-Freisetzungsraten verschiedener Feuchtgebiete zusammengetragen. Sie liegen in einem Bereich von $0,21\text{-}12 \text{ kgP ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ bzw. $0,06\text{-}8,3 \text{ kgSRP ha}^{-1}\text{a}^{-1}$. In naturnahen und extensiv genutzten Niedermooren sind die P-Freisetzungsraten in der Regel geringer und liegen zwischen $0,4\text{-}1,3 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (Koerselman et al. 1993; Wheeler 1995). Weitere Studien belegen, dass es in Feuchtgebieten je nach Randbedingungen zu einem temporären Wechsel der P Senken- und Quellenfunktion kommen kann. Am Kis Balaton, kommt es im Mittel von 1986 bis 1990 zu einem Rückhalt von etwa 50% der Gesamtphosphor Fracht. Eine deutliche TP Frachtreduzierung durch Maßnahmen im Einzugsgebiet führt dagegen seit 1990 zu einer

deutlich reduzierten mittleren Retentionseffizienz von 20%, wobei auch verstärkt interne Freisetzungen von SRP auftreten (Tatrai et al. 2000; Wagner and Zalewski 2000). Novak et al. (2004) weisen für ein durchflossenes Feuchtgebiet wechselnde Phasen aus, die sich durch Retention von SRP sowie durch Freisetzung von SRP auszeichnen, und betonen dabei die Relevanz der hydrologischen Bedingungen.

3. Material und Methoden

3.1 Untersuchungsgebiet

Das Flusseinzugsgebiet der Spree umfasst 10.105 km². Die 380 Kilometer lange Fließstrecke vom östlichen Lausitzer Bergland bis zur Mündung in die Havel nordöstlich von Berlin ist von einer Vielzahl anthropogener Eingriffe geprägt. Die wesentlichen Einflussfaktoren stellen Talsperren im Ober- und Mittellauf (Energiegewinnung, Brauchwasservorsorge, Niedrigwasseraufhöhung und Hochwasserschutz) und der ausgedehnte Niederlausitzer Tagebau im Mittellauf der Spree dar. Die zur Bewirtschaftung der Tagebaue notwendige Absenkung des Grundwasserspiegels und eine Dotation mit Sumpfungswässern prägten das Abflussverhalten der Spree über die letzten sechs Dekaden. Das Ausmaß der Abflussaufhöhung wird deutlich, wenn man natürliche Abflusskennwerte mit den geförderten Sumpfungswassermengen vergleicht.

Tabelle 2: Weitgehend unbeeinflusste Abflüsse der Spree (Zeitreihe von 1904 bis 1944, Pegel Cottbus) und Sumpfungswassermengen bzw. Prognosen des Lausitzer Tagebaus. Quelle: LUA, Brandenburg, 1994; Fischer, 1950; Marcinek, 1987 in Vött, 2000.

	Q [m ³ s ⁻¹]	Zeitreihe (1904-1944)/Zeitpunkt			Sumpfungswassermengen bzw. Prognose [m ³ s ⁻¹]
NNQ	1,6	24.07.1904		1950	3,4
MNQ	4,1	1904 bis 1944		1970	12,3
MQ	13,1	1904 bis 1944		1989	31,4
MHQ	77,2	1904 bis 1944		2000	16,2
HHQ	238	30.10.1930		2010	13,8

Zwischen 1950 und 1990 wurden die Sumpfungswassermengen aus den Tagebauen von ursprünglich 3,4 m³s⁻¹ auf rund 31,4 m³s⁻¹ gesteigert. Zwischen 1965 und 2000 lag der mittlere jährliche Abfluss der Spree bei 18,4 m³s⁻¹ (Pegel Cottbus), wobei mehr als 1/3 des Abflusses aus bergbaulichen Aktivitäten stammte (Kaden et al., 2002). Die Sumpfungswässer führen zu einer direkten Beeinflussung der Gewässerqualität durch signifikante Emissionen von Sulfat (SO₄) und Eisen in Form von Eisen(III)(oxid)-hydraten (FeOH/FeOOH), die u.a. als Produkt der Pyrit Oxidation entstehen. Die stark erhöhten Sulfat Konzentrationen führen lokal zu einem deutlichen Rückgang der pH-Werte in der Spree (Gelbrecht, 2002). Die hohen Emissionen an FeOH/FeOOH bewirken eine verstärkte Adsorption von gelöstem reaktivem

Phosphor (Soluble Reactive Phosphorus=SRP) (Behrendt, 2002) und eine subsequeunte Sedimentation von FeOH/OOH-P in Gewässerbereichen niedriger Fließgeschwindigkeiten. Dieser Prozess schlägt sich in erhöhten Gesamt-Eisen- (Fe_t) und Gesamt-Phosphor- (P_t)-Gehalten der Fließgewässersedimente des Spreewaldes nieder (Kalettka et al., 2004).

Der seit 1990 anhaltende Rückgang der Tagebauaktivitäten stellt den aktuellen Eingriff in den Wasserhaushalt der Spree dar. Dieser führt in Kombination mit der Notwendigkeit, die ehemaligen Tagebaubereiche zu fluten, zu einem drastischen Rückgang des Spreeabflusses mit einem $\text{MQ}=8,9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ in 2005 und prognostizierten Abflüssen (MQ) von $8,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ in 2010, $9,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ in 2015 und $11,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ in 2020 am Pegel Cottbus (Kaden et al., 2002). Darüber hinaus schätzen Koch et al., 2005 ab, dass die vom Bergbau verursachten Grundwasser Absenkungstrichter, die dadurch verursachten Infiltrationsverluste sowie die durch die Teilschließung bedingte Reduktion des Spreeabflusses nur in einem Zeitraum von Dekaden ausgeglichen werden können.

3.1.1 Ökohydrologische Gebietsanalyse des Spreewaldes

Der Spreewald liegt etwa 100 km südlich von Berlin. Das 320 km^2 große kultivierte Feuchtgebiet und UNESCO Biosphären Reservat erstreckt sich zwischen der ausgedehnten Bergbauregion der Niederlausitz und dem Unterlauf der Spree.

Der Spreewald ist in den Oberspreewald mit einer von Südosten nach Nordwesten verlaufenden Ausrichtung und den kleineren Unterspreewald, der von Süden nach Norden ausgerichtet ist, unterteilt. Das Gebiet des Oberspreewaldes, in dem die Untersuchungen durchgeführt wurden, erstreckt sich über eine Länge von ca. 27,5 km und ist 8 km – 11 km breit. Dabei fällt die Geländehöhe von Norden, Süden und Osten von $>57,0 \text{ m ü. NN}$ zu den zentralen Niederungsbereichen des Oberspreewaldes auf bis zu $48,0\text{--}49,0 \text{ m ü. NN}$ ab. Die mittlere Geländeneigung in den zentralen Bereichen beträgt in südöstlicher bis nordwestlicher Ausrichtung nur 0,03%, während sie von Süden nach Norden nahezu null ist. Die Geländeoberfläche der Niederungsbereiche ist ebenfalls nahezu eben (Dietrich, 2003).

Der Spreewald wird durch die oberhalb gelegenen Einzugsgebiete der Spree (2535 km^2), der nordöstlich einmündenden Malxe (345 km^2) und mehreren kleineren südlichen Teileinzugsgebieten (1060 km^2) gespeist (Dietrich et al., 2003). Das aufgrund eines extrem geringen Gefälles von 0,1‰ bis 0,15‰ entstandene und weitreichend ausgebaute Fließgewässernetz des Spreewaldes besteht aus einer Vielzahl von stauregulierten, kleinen

natürlichen Fließgewässern, Kanälen und Gräben mit einer Fließgewässerstrecke von insgesamt 1280 km. Ein Großteil des Oberspreewaldes ist durch Polderflächen und Gräben charakterisiert (Abbildung 6).

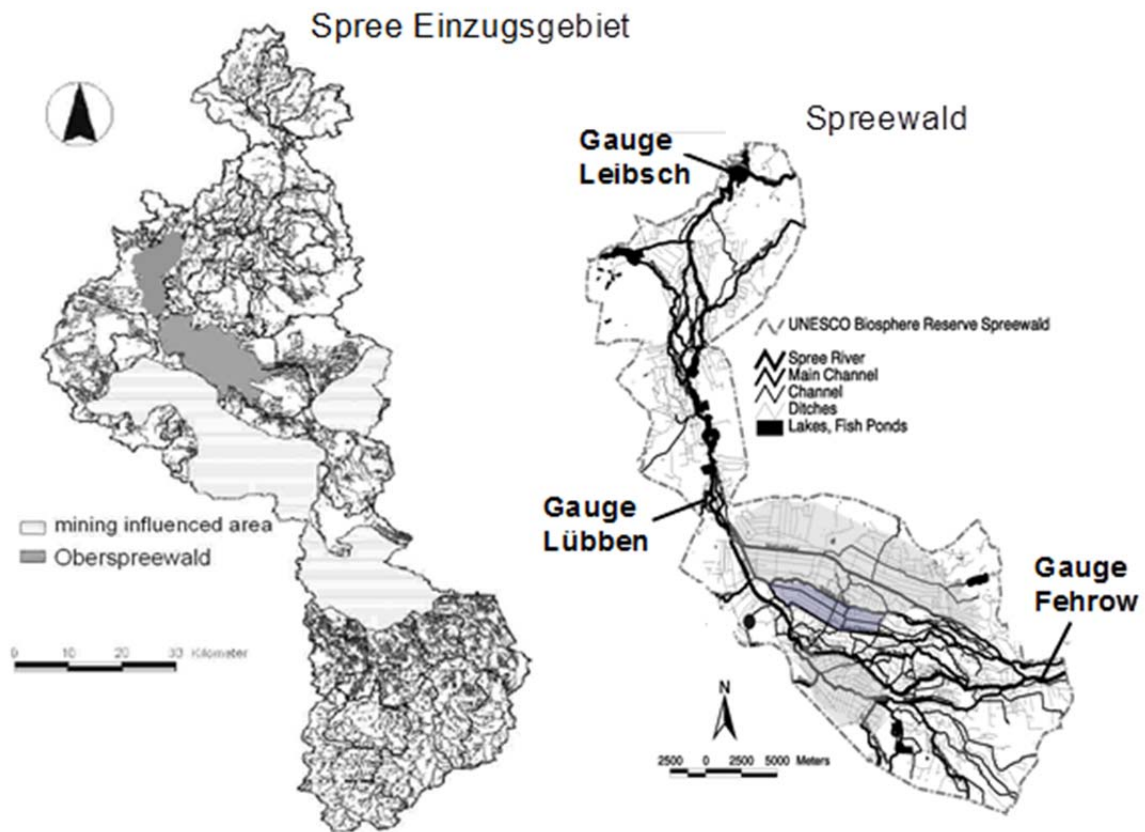


Abbildung 6: Spreewald Einzugsgebiet (mit Spreewald und Tagebauflächen) und Spreewald (rechts) mit Polderflächen (grau) sowie dem Untersuchungsgebiet Sommerpolder Nord (dunkelgrau).

Der Rückgang der Sumpfungsflächen und die daraus folgende Reduktion des Spreewald Abflusses führt seit Anfang 2000 im Spreewald zu sommerlichen Wassermangelsituationen, die durch wasserwirtschaftliche Maßnahmen in der Niederung (optimiertes Wassermanagement durch Staugürtelbewirtschaftung) und im Einzugsgebiet (Speicherbewirtschaftung und abgestimmte Restlochflutung) gemildert werden sollen (Dietrich et al., 2003). Dennoch kommt es seit 2003 am Pegel Cottbus (oberhalb Spreewald) zu Abflüssen, die dauerhaft wenig über $5\text{m}^3\text{s}^{-1}$ liegen und im Spreewald zu fast permanenten Niedrigwassersituationen führen (LUA, 2007). Das Ausmaß der Problematik wird deutlich, wenn man bedenkt, dass der Spreewald aufgrund seiner hoch anstehenden Grundwasserverhältnisse und der ausgedehnten offenen Wasseroberfläche mit einer hohen Verdunstung (bei geringen Niederschlägen) selbst als Zehrgebiet fungiert. Dabei kann die Wasserbilanz des Spreewaldes in trockenen Jahren ein

Defizit von $5\text{m}^3\text{s}^{-1}$ überschreiten (Kaden et al., 2002). Der Wasserverlust bewirkt im Extremfall am Auslass des Spreewaldes (Pegel Leibsch) ein vollständiges Erliegen des Abflusses.

Eine weitere Verschärfung der langfristigen Wassermangelsituation wird durch Klimavorhersagen impliziert, die einen weiteren Rückgang der Niederschläge und eine Zunahme der Evapotranspiration für das Einzugsgebiet der Spree prognostizieren (LUA, 2007). Eine langfristige Abflussreduktion kann für das Feuchtgebiet Spreewald weitreichende Folgen haben, die letztlich zu einer vollständigen Veränderung des Landschaftsbildes führen können (Lorenz, 2008). Darüber hinaus ist für den Unterlauf der Spree ebenfalls mit signifikanten Veränderungen zu rechnen, da die errechnete Mindestwasserführung zum Erhalt der ökologischen Funktionen von $6\text{m}^3\text{s}^{-1}$ (Pusch & Hoffmann, 2000) häufig deutlich unterschritten wird.

Aus Sicht der Gewässergüte ist mit einer verstärkten Stoffmobilisierung aus den organischen, nährstoffreichen Böden und aus den an Nährstoffen angereicherten Fließgewässersedimenten sowie einem verstärkten Eintrag über das Grundwasser zu rechnen (Gabriel et al., 2008). Die Erhöhung der Phosphor Belastung der Spree durch diffuse P Einträge wäre die Folge, die nach Behrendt, 2002 für den Mittel- und Unterlauf der Spree mit insgesamt 69% (1993-1997) der gesamten jährlichen diffusen P-Einträge von $45,6\text{ ta}^{-1}$ auf den Grundwasser- und Drainagepfad zurückzuführen sind. Zudem kann die P Retentionsfunktion des Spreewaldes durch sinkende Wasserstände und einen Rückgang überfluteter Bereiche geschwächt werden (Gabriel et al., 2008). Im Kontext des Einzugsgebietes muss somit insbesondere mit einer Erhöhung des Eutrophierungsrisikos im Unterlauf der Spree mit einer Vielzahl von Seen, in denen das Algenwachstum vornehmlich P-limitiert ist (Gelbrecht, 2002), gerechnet werden.

3.1.2 Sommerpolder Nord und Testfeld

Da zur Gewässergüte und der Sedimentbeschaffenheit in der Vielzahl der Spreewaldflüsse eine mäßige Datenlage vorlag, wurde das Messnetz (Monitoring des LUA Brandenburg) in einem dreijährigen Monitoring stark verdichtet. Die Auswahl des Testfeldes erfolgte nach einem Jahr durch Auswertung des Gewässergüte-Monitorings und eines einmaligen Übersichts-Monitorings zur Beschaffenheit der Spreewaldsedimente. „Hot Spots“ für die Nährstoffdynamik und die Sedimentbelastung fanden sich in den Poldergebieten und im geschützten überfluteten Hochwaldbereich (Balla et al., 2003; Kalettka et al., 2004).

Da die großflächigen Polderlandschaften das Landschaftsbild des Oberspreewaldes maßgeblich bestimmen, wurde das Testfeld in der Stauabsenkung Nord im „Sommerpolder Nord“ eingerichtet.

Der 1015 ha große Sommerpolder (ca. 800 ha landwirtschaftliche Nutzfläche) wurde im Jahr 1971 angelegt (Abbildung 7). Der Hauptentwässerungsgraben ist der Mittelkanal, der vom Großen Fließ abzweigt. Der Zufluss zum Polder wird über Wehrstellung am Mittelkanal am Einlasswehr Leiper Graben geregelt. Der Gebietsabfluss wird durch das Batzlin-Wehr am Gebietsauslass gesteuert. Der Sommerpolder Nord wird durch Staugürtel in die Staubereiche 2104, 2103, 2102, 2101 unterteilt.

Die Wasserführung des Grabensystems unterliegt saisonal geregelten Wasserständen (Stauzielen). Diese bewirken hohe Wintergrabenwasserstände für den Rückhalt von Grabenwasser durch Überstau der Flächen (Winterstau, Stauziel 49,25m ü NN) und eine Einspeisung des zurückgehaltenen Wassers in Wassermangelsituationen in das unterliegende Gewässersystem (Sommerstau, Stauziel 49,15m ü. NN) (Dietrich et al., 2007).

Im Staubereich 2101 kommt es aufgrund der niedrigen Geländehöhe und einer Einstellung des Pumpbetriebes lokal zur Ausbildung eines fast ganzjährigen Überstaus. Teile des Staubereiches 2102 sind periodisch vernässt. Insgesamt sind 150 ha von dauerhaftem oder periodischem Überstau betroffen.

Die Böden des Sommerpolders bestehen vorwiegend aus sandunterlagerten degradierten Niedermoorböden sowie aus Moor- und Anmoorgleyen. Die Niedermoorböden (ehemals Mächtigkeiten bis zu 2 m) sind auf Grund von Degradierungs- und Moorsackungserscheinungen auf Mächtigkeiten von 0,3 m bis 1,2 m begrenzt. Die Grundwasserflurabstände schwanken zwischen Überstaubedingungen von mehreren Dezimetern (Westliche Polderbereiche) bis zu Flurabständen von maximal 1,0 m. In der Regel nehmen die Flurabstände in den Staubereichen von den Auslasswehren zu den Einlasswehren zu. Der Sommerpolder Nord wird seit etwa 15 Jahren vorwiegend als extensives Weidegrasland genutzt.

Die Prozessuntersuchungen wurden auf einem 54 ha großen Testfeld durchgeführt. Um eine möglichst gute Übertragbarkeit der erzielten Ergebnisse auf die Polderregion zu gewährleisten, wurde darauf geachtet, ein Gebiet auszuwählen, das sowohl die periodisch überstauten, aufgelassenen niedrigen Bereiche als auch die trockenen höher gelegenen, durch

extensive Weidewirtschaft genutzten Poldergebiete repräsentiert. Das 54 ha große Testfeld liegt im Staubereich 2102 zwischen dem Hauptgraben Mittelkanal und einem weiteren Hauptentwässerungsgraben, dem Barrankanal. Etwa auf mittlerer Höhe fließt der Gestellkanal im freien Gefälle dem Mittelkanal zu (Abbildung 7). Der westliche Teil des Testfeldes liegt in direkter Nähe des Staubereichsauslasses, während der östliche Teil die Mitte des Staubereiches, also einen Bereich mittlerer Grundwasserflurabstände im Staubereich, markiert.

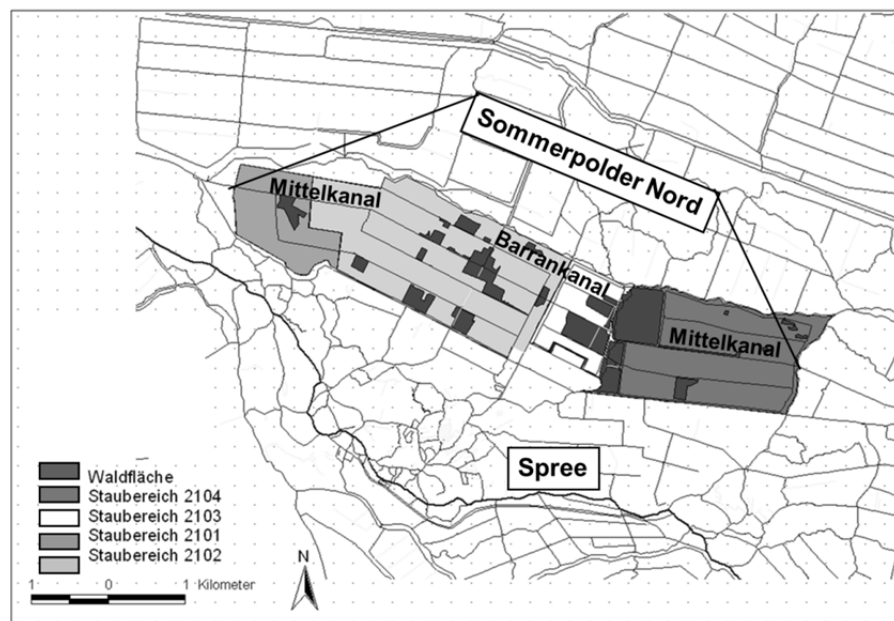


Abbildung 7: Sommerpolder Nord mit Grabensystem und umliegendem Gewässernetz sowie die vier Staubereiche des Polders.

Um den P-Austausch zwischen Fläche und Grabensystem abbilden zu können, konzentrieren sich die Untersuchungen entlang von zwei senkrecht zu den Gräben verlaufenden Grundwassertransekten (Abbildung 10). Das im Rückstaubereich der Auslasswehre des Staubereiches 2102 gelegene Transekt A (TA) repräsentiert die Bedingungen in den periodisch überstauten Polderbereichen, während Transekt B (TB) die Bedingungen in den extensiv genutzten Bereichen widerspiegelt.

Ein weiterer wesentlicher Unterschied zwischen den Transekten besteht in der Grabenmorphologie (Abbildung 8). An TA herrscht insbesondere im Bereich des Mittelkanals (MK1) ein ausgeweitetes 5 m breites Trapezprofil vor, das rechtsufrig durch eine ausgeprägte Uferzone charakterisiert ist. Es repräsentiert den niedrigen, von Überflutung betroffenen Polderbereich und entspricht dem Erscheinungsbild unbewirtschafteter Gräben, die durch

Böschungswinkel zwischen 20° bis 40° charakterisiert sind (Garniel, 2000). Die als Grabentyp A bezeichnete Graben-Ufer-Übergangszone unterliegt bei Grabenwasserständen >49,15m ü NN Überstaubedingungen.

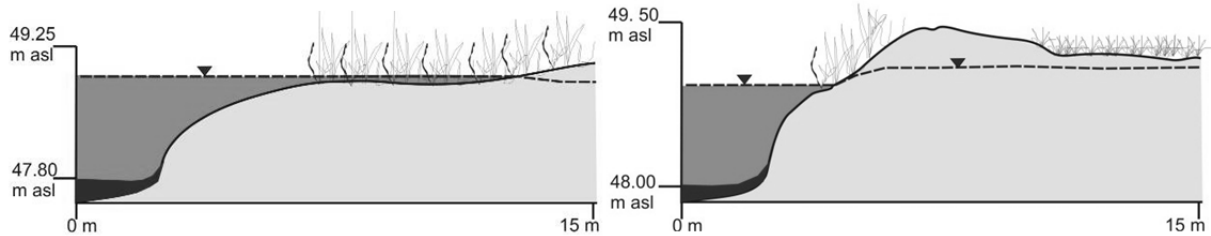


Abbildung 8: Grabenprofile mit Ufer-Übergangsbereich an TA (links) und TB (rechts).

Die Gräben an TB (Grabentyp B) sind charakteristisch für die höher gelegenen Polderbereiche. Ihre Morphologie weist das ursprünglich konstruierte Trapezprofil auf (Böschungswinkel um die 70°). Eine erhöhte Grabenschulter verhindert Überflutungen, die nur im Hochwasserfall (Wasserständen $\geq 49,40$ m ü NN) auftreten. Im Bereich des Testfeldes hat der Grabentyp B eine Breite von 4 m. Der Grabenstandort Barrankanal 1 (=BK1) am TA stellt einen Übergangstyp zwischen Grabentyp A und Grabentyp B dar.

Abbildung 9 zeigt neben der Moormächtigkeit, dem Glühverlust der Oberböden und den Bodentypen die Topographie des Testfeldes mit mittleren Geländehöhen von 49,12 m ü. NN im nordwestlichen Testfeldbereich und 49,39 m ü. NN im südöstlichen Teil. Die Trennlinie der Flächenabschnitte A und B verläuft auf Höhe der leicht nach Westen abknickenden Gräben.

Die Böden wurden anhand einer Bodenkartierung durch 183 Bohrungen im Sommer 2003 aufgenommen (Engemann & Recker, 2003). Die Ansprache der Böden erfolgt bis in eine Tiefe von 1,0 m. Die dominante Bodenart ist sandunterlagerter Erlenbruchtorf, der in verschiedenen Degradierungsstufen auftritt. Nach der Klassifizierung von Grosse Brauckmann et al., 1995 kann man die Torfböden als moderat bis stark entwässert ansprechen. Auf dem Testflächenabschnitt A dominieren mittelgründige Torfe (0,7 m bis 1,2 m). Auf dem Flächenabschnitt B herrschen flachgründige Niedermoorböden (0,3 m bis 0,7 m) vor. Lokal begrenzt treten Moorgleye und Anmoorgleye auf.

Die Bodenprofile weisen den typischen Horizontaufbau eines flachgründigen Niedermoores als nHv/nHa/aM-Go/aGr auf: nHv: vererdeter Torfhorizont–Erlenbruchtorf (0-10 m); nHa:

stark aggregierter Torfhorizont–Erlenbruchtorf (0,11-0,30 m); aM-Go: grundwasserbeeinflusster Horizont mit oxidativen Milieu–Fluvilehm aus Auenlehm im Spreewald als Klock bezeichnet (0,31-0,45 m); aGr: reduzierter Grundwasserhorizont-Fluvisand mit Holzresten (>0,45 m).

Der als aM-Go Horizont angeführte Klock-Horizont ist nicht durchgängig anzutreffen und tritt nur in 31% der Profile auf (Engemann & Recker, 2003).

Etwa 90% des Testfeldes sind als mäßig degradiertes Erd-(Norm-) Niedermoor (HNv) charakterisiert (Engemann & Recker, 2003). Niedermoorböden ohne nennenswerte Degradierungserscheinungen ((Norm-) Niedermoor (HNn)) sowie sehr stark degradiertes Mursch-(Norm-) Niedermoor oder Mulm-Niedermoor (HNvv) werden nur marginal ausgewiesen.

Die Torfsubstrate lassen sich nach Succow & Joosten, 2001 nach dem Gehalt der organischen Substanz und dem pH-Wert gliedern. Danach dominieren auf dem Testfeld Antorfe mit Glühverlusten zwischen 5 und 30% (51% Häufigkeit) und Halbtorfe mit Glühverlusten zwischen 30-70% (45% Häufigkeit). Volltorfe mit einem Glühverlust >70% konnten nur in 3% der Bodenproben festgestellt werden.

Die Halbtorfe dominieren auf dem Flächenabschnitt A und die Antorfe auf dem Flächenabschnitt B. Die topographisch höher gelegenen Böden sind weitgehend durch Flachgründigkeit und Glühverluste <30% gekennzeichnet, während die niedrigeren Bereiche durch mittelgründige Halbtorfe (>30% Glühverlust) charakterisiert sind.

Das gesamte Testfeld wird maßgeblich von *Caricetum gracilis* (*Schlankseggenried*) und von *Scirpo-Phragmitetum* Gesellschaften bedeckt.

Der Sommerpolder Nord wurde durch intensive Grünlandnutzung und Tierhaltung (Gülleaufstallung), später auch durch Weidehaltung genutzt. Die Flächen wurden jährlich dreimal gemäht oder beweidet. Die Düngergaben betrugen 2-3mal jährlich 100kgNha⁻¹ und einmalig Kali- und Phosphorgaben von 100kgKha⁻¹ und 40-50kgPha⁻¹. Seit 1991 unterliegt der nordwestliche Teil (TA) einer saisonalen Vernässung mit Teilnutzung (extensive Weidewirtschaft) und seit 2001 der freien Sukzession. Der südöstliche Testfeldabschnitt B wird seit 1991 extensiv beweidet oder durch zweimalige Mahd genutzt.

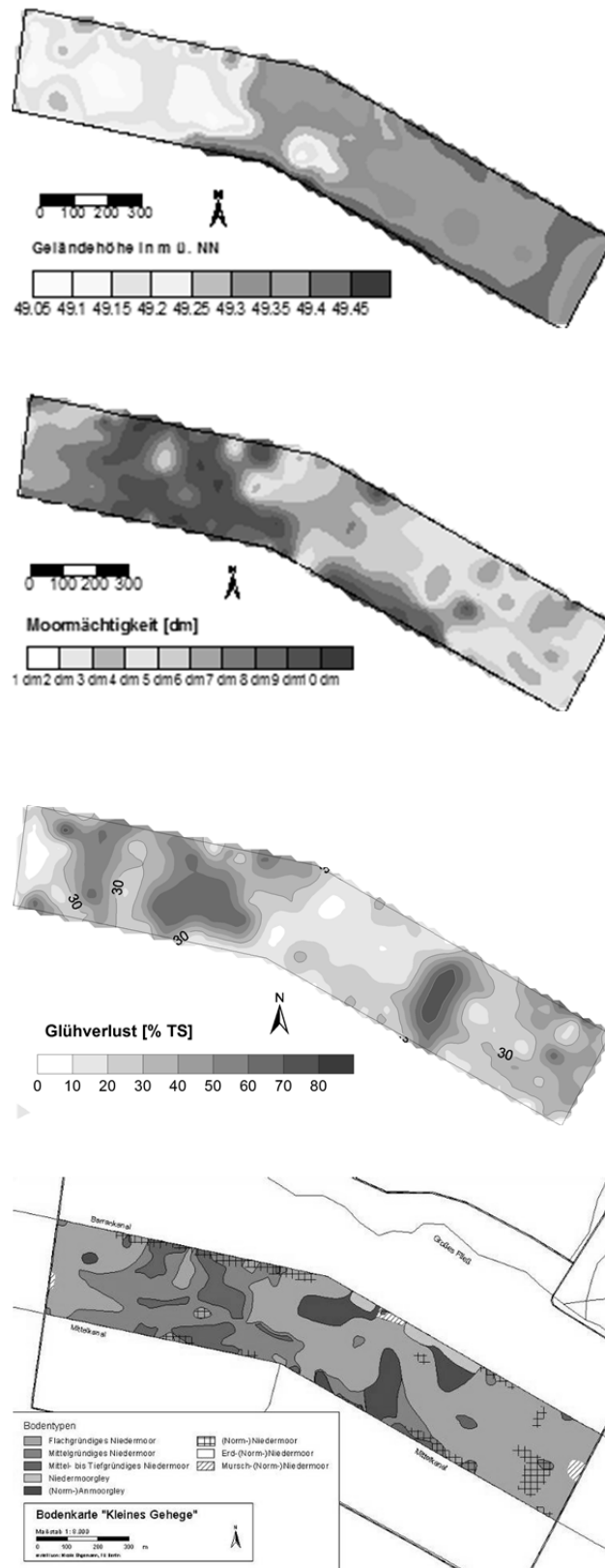


Abbildung 9: Ausgewählte Bodenkennwerte des Testfeldes.

3.2 Probenahme und Analytik

Auf dem Testfeld wurden einschließlich der angrenzenden Gräben zwischen dem Jahr 1999 und 2002 Daten zu den Themenschwerpunkten Klima, Hydrologie, Geohydraulik, Hydrochemie, Geochemie und Mikrobiologie erhoben.

3.2.1 Felduntersuchungen

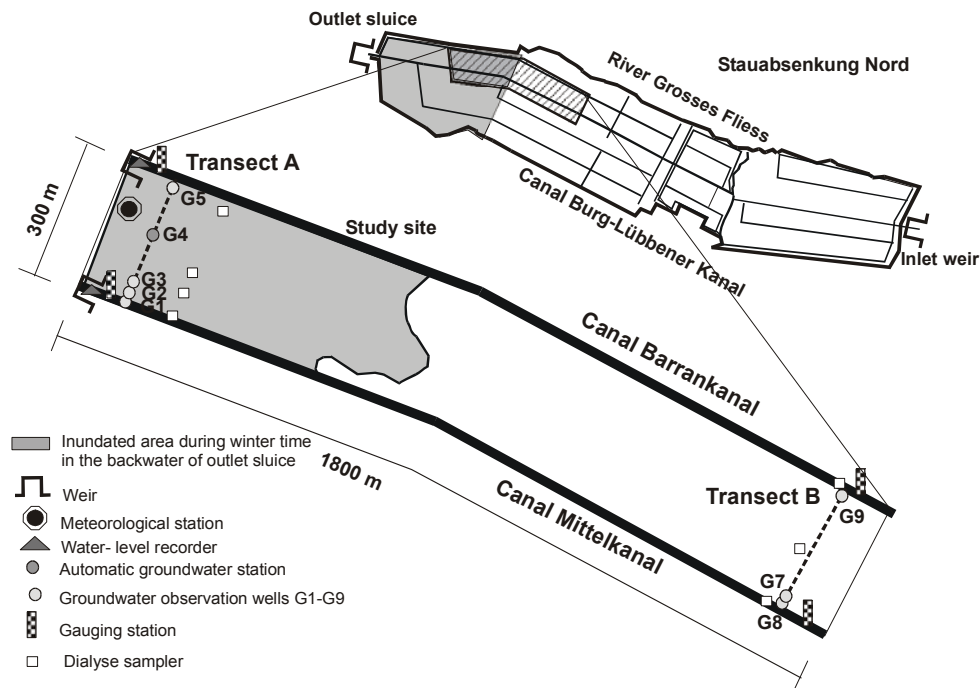


Abbildung 10: Sommerpolder Nord und Testfeld mit Messeinrichtungen und Beprobungspunkte entlang der Grundwasser Transekten TA und TB.

Der Untersuchungsaufbau des Testfeldes wurde so gewählt, dass bei einem möglichst geringen Messaufwand die hydrologischen und biogeochemischen Wechselwirkungen unter Berücksichtigung der Teilflächen (A und B), der Phasenübergänge sowie ihrer lateralen- und vertikalen Systemübergangsbereiche beschrieben werden konnten. Die Untersuchungen konzentrieren sich entlang von zwei charakteristischen Transekten, die zwischen den Hauptgräben verlaufen und durch Grundwassermessstellen gekennzeichnet sind. Aufgrund der komplexeren hydrologischen Randbedingungen wurde der Fokus der Untersuchungen auf die periodisch vernässte Teilfläche A ausgerichtet.

Klimatische Daten

Um die spezifischen klimatischen Bedingungen, die sich auf einer teilvernässten Niedermoorfläche ausbilden, zu erfassen, wurde im September 1999 auf dem Testfeld (nordwestlicher Abschnitt) eine Wetterstation der *Firma Thiess* eingerichtet. Diese zeichnete zwischen November 1999 bis zum Ende des Untersuchungszeitraumes kontinuierlich Daten zur Berechnung der Verdunstung nach HAUDE [mm], Niederschlagsdaten sowie Temperaturdaten der Erdoberfläche [°C] und zwei Bodentemperaturen [°C] (in 0,1 m und 0,2 m Tiefe, Frequenz = 20 Minuten) auf. Die Datenaufzeichnung verlief sehr stabil, so dass für den Untersuchungszeitraum von 2000 bis 2002 eine kontinuierliche Datenreihe (aggregiert auf Tagesmittelwerte) vorliegt.

Eine Umrechnung der aus dem Haude Ansatz berechneten potentiellen Evapotranspiration (ET_{HA}) in die FAO-Grasreferenzverdunstung ist unter Verwendung einfacher Kalibrierfaktoren (Norddeutsches Flachland = 0,9 bis 1,1) näherungsweise möglich (Wendling, 1995) und wurde für die Parametrisierung des Grundwassermodells durchgeführt.

3.2.1.1 Hydrologische und Hydrochemische Untersuchungen

Grabenwasserstände und Abflussermittlung

Am Auslass des Testfeldes wurde im Mittelkanal (Mk1) und im Barrankanal (Bk1) jeweils ein automatischer Wasserstandlogger der *Firma Seba und Ackermann* installiert und eingemessen. Die Wasserstände wurden alle 20 Minuten geloggt und auf Tagesmittelwerte umgerechnet. Die Aufzeichnungen der Wasserstände begannen im Dezember 1999. Für den Untersuchungszeitraum von 2000 bis 2002 liegen durchgängige Wasserstandsdaten vor. Am Testfeldeinlass wurden im Mittelkanal (Mk2) und im Barrankanal (Bk2) Lattenpegel eingerichtet und eingemessen, an denen im zweiwöchentlichen bis monatlichen Turnus die Wasserstände abgelesen wurden. Nach Ablauf der Untersuchungen wurden mittels der kontinuierlichen Wasserstandsmessungen der Auslässe (Mk1 und Bk1) und aus den ermittelten Wasserständen der Testfeldeinlässe tägliche Wasserstände für die beiden Gräben am Einlass (Mk2 und Bk2) generiert.

Abflussmessungen erfolgten mittels eines magnetisch-induktiven Durchflussmesser vom Typ *Nautilus 2000* ereignisbezogen an den Einlässen und Auslässen des Testfeldes und des

Polders. Dabei konzentrieren sich die Abflussmessungen auf den Mittelkanal, an dem zusätzlich der Zufluss des Gestellkanals (Gk) ermittelt wurde. Aus dem für den Zeitpunkt der Abflussmessungen gemessenen Grabenwasserständen und dem Abfluss (Q) wurden Pegelschlüssel erstellt. Aus den Pegelschlüsseln konnten unter Verwendung der täglichen Wasserstandsdaten tägliche Abflussdaten für die Messstellen Mk1, Mk2 und Gk generiert werden.

Wasserqualität

Vor jeder Probenahme wurden die physikochemischen Parameter (pH, E_h , O_2 , Temperatur und Leitfähigkeit) mit kalibrierten Messsonden ermittelt. Zur Ermittlung von Tag-Nacht Gängen wurden für verschiedene Perioden an der Messstelle MK1 mobile Sonden eingebracht, die die oben aufgeführten Parameter in 20 Minuten Intervallen aufzeichneten.

Wasserproben wurden mittels eines Wasserschöpfers aus der Mitte der Gräben entnommen (zweiwöchentlicher bis monatlicher Turnus), was nach Erevbenagie, 2010 in Gräben mit Trapezprofil zu einer repräsentativen Probenahme führt. Die Wasserproben wurden in PE Flaschen überführt, gekühlt transportiert und nach Aufbewahrung im Kühlschrank binnen 24 Stunden im hydrochemischen Labor im Institut für Landschaftswasserhaushalt im ZALF e.V. Münchenberg analysiert. Neben den Nährstoffen (NO_3 , NH_4 , TP und SRP) und der Kationen- und Anionen Analytik (Ca, K, Mg, Na sowie SO_4 , Cl) wurden weitere Parameter, wie SAK (bei 254nm), SiO_2 , DOC, TOC, Gesamt Eisen (Fe_{ges}), Chlorophyll a sowie Schwebstoffe ermittelt. Daten zur Wasserqualität der Gräben liegen für Mk1 von 11/99-08/02 vor, für Mk2 und den Gestellkanal von 07/00-08/02. An den weiteren Messstellen (Bk1 und Bk2, Polder Zulauf, Polder Ablauf, Polder auf Höhe Wehrkanal) setzte die Probenahme später ein und wurde nur über maximal 1 Jahr durchgeführt.

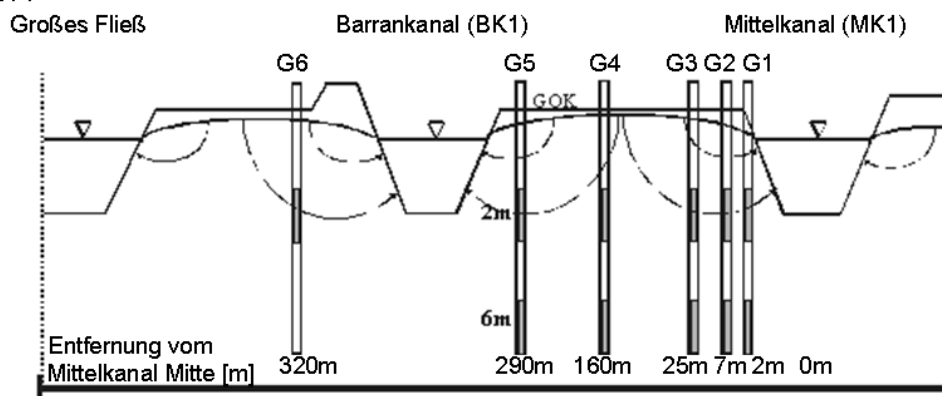
Phosphor Frachten

Unter Nutzung der berechneten täglichen Abflusswerte (Mk1) konnten mittels einer Korrelation zwischen TP Fracht (aus Konzentrationsmessungen errechnet) und Abfluss, tägliche TP Frachten berechnet werden. Die Aussagekraft der Korrelationen erhöht sich noch, wenn man die unterschiedliche Ausprägung der Grundwasser-Grabenwasser Austauschvorgänge während Sommerstau und Winterstau unterscheidet (Sommerstau $r^2=0,87$, $p<0,0001$; Winterstau: $r^2=0,85$, $p=0,0002$).

Grundwasserstände

Auf Höhe der Grundwassermessstelle (GWM) G4 (160 m Entfernung vom Mittelkanal, Filtertiefe 2 m) wurde ein automatischer Wasserstandslogger der *Firma Seba und Ackermann* installiert und eingemessen. Die Grundwasserstände wurden alle 20 Minuten geloggt und in Tagesmittelwerte umgerechnet. Die aufgezeichneten Grundwasserstände dokumentieren den Untersuchungszeitraum von 2000 bis 2002 lückenlos. Zudem wurden entlang der Transekten an insgesamt 9 Probenahmepunkten insgesamt 14 weitere 2 Zoll Polyethylen Grundwassermessstellen eingerichtet. Die jeweilige Entfernung von der Mitte des Mittelkanals und die Filtertiefen sind in Abbildung 11 dargestellt.

Transekt A



Transekt B

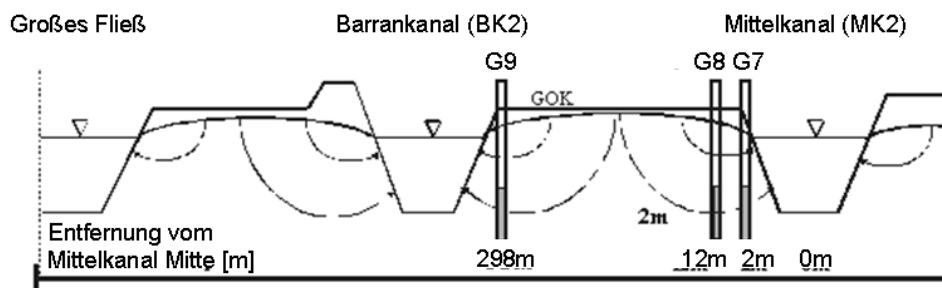


Abbildung 11: Schematische Darstellung der Grundwasser Transekten TA und TB mit Filtertiefen.

An TA wurden 5 Probenahmestellen mit jeweils zwei Grundwasserrohren, die zwischen 1,5-2,0 m Tiefe und 5,5 m bis 6,0 m Tiefe verfiltert sind, eingerichtet. Zudem eine Messstelle nördlich des Barrankanals, die zwischen 1,5 und 2,0 m verfiltert ist. An TB wurden 3 Grundwasserrohre (G7-G9) gesetzt, die in 1,5-2,0 m Tiefe verfiltert sind. Alle Grundwasserrohre wurden eingemessen. Die Einrichtung mittiger Grundwassermessstellen wurde am TB aufgrund der Nutzung und zweimaliger Mahd der Wiese nicht genehmigt. Aufgrund fischereiwirtschaftlicher Nutzung der Gräben durften keine Grundwassersonden

direkt in die Grabensohle eingebracht werden. Die Grundwasserstände wurden mittels Lichtlot im zweiwöchigen bis monatlichen Turnus zeitgleich mit den Grabenwasserständen aufgenommen. G1 bis G8 wurden im September 2000 eingerichtet, G9 erst im September 2001. Die GWM G2 wurde aus ökonomischen Gründen ab Mai 2001 nicht mehr beprobt. Die GWM G6 wurde zerstört.

Grundwasserqualität

Nach mehrmaligen Vergleichsmessungen wurde das Grundwassermonitoring auf das oberflächennahe Grundwasser reduziert (1,5 bis 2,0 m Tiefe). Aus Kostengründen wurden nicht alle GWM gleichzeitig beprobt. Insgesamt liegen Messungen zur Grundwasserqualität zwischen 09/2000 und 08/2002 vor.

Die Beprobung der Messstellen wurde mit Tauchpumpen oberhalb des verfilterten Bereichs durchgeführt. Die physikochemischen Parameter pH, E_h , O_2 , Temperatur und Leitfähigkeit wurden mit Hilfe einer Durchflussmesszelle in situ ermittelt. Nach Stabilisierung der Parameter und einer Nachlaufzeit von mindestens 5 Minuten erfolgte die Probenahme (DVWK, 1992). Die Proben wurden vor Ort filtriert (Filtergröße $0,45\mu m$) und für die Kationen Analytik und die DOC- Bestimmung durch HCl bzw. HNO_3 auf einen $pH < 2$ stabilisiert. Die weitere Bearbeitung der Proben erfolgte im hydrochemischen Labor im Institut für Landschaftswasserhaushalt im ZALF e.V. Müncheberg.

Porenwasser

Untersuchungen von Porenwasser im Torf sowie von Interstitialwasser im Grabensediment wurden mittels Dialysesampler (Peeper) in Abhängigkeit der geohydraulischen Bedingungen (Sediment) bzw. der Saisonalität (Torf) durchgeführt (Hesslein, 1976; Steinmann & Shotyk, 1997), wobei die Wassersättigung der Torfböden eine Voraussetzung bei der angewendeten Technik darstellt. Das Prinzip der Porenwassergewinnung durch Dialysesampler besteht in einem Konzentrationsaustausch durch Diffusion durch eine semipermeable Membran. Bei ausreichend langer Diffusionszeit zwischen 14-20 Tagen stellt sich zwischen dem äußeren Porenwasser und den einzelnen tiefenabhängigen mit Aqua dest. gefüllten Kammern ein Konzentrationsausgleich ein. Die Dialysesampler aus Plexiglas wurden als $90cm \times 15cm \times 2,5cm$ Variante mit einem Kammerabstand von 5cm (20ml Probevolumen) und als $60cm \times 12cm \times 2,5cm$ Variante mit Kammerabstand von 1cm (Probenvolumen 10ml) genutzt. Die Kammern wurden in einem Wasserbecken mit Aqua dest. gefüllt, dass über ein

perforiertes Schlauchsystem permanent mit Stickstoff begast wurde. Auf den Kammeruntersatz wurde eine semipermeable Membran (*HAT-200 Tuffryn Membran, Firma GELMAN*) mit einer Porengröße von $0,2\mu\text{m}$ aufgezogen und mit dem Deckel durch Kunststoffschrauben fixiert. Über Nacht wurden die Peeper in angefertigten Kunststoffröhren, die mit Aqua dest. gefüllt sind und mit Stickstoff begast werden, gelagert, danach versiegelt und ins Gelände transportiert. Die Peeper wurden in die Torfböden eingebracht. In den Sedimenten erfolgte eine Platzierung an einem eigens angefertigten Edelstahlgestänge. Bei der Entnahme und der Aufteilung des Porenvolumens auf die einzelnen präparierten 10ml Vials (Hauptkationen und Eisen auf $\text{pH} < 2$ angesäuert) wurde eine Multi-Step Pipette genutzt. Die Bestimmung der physiko-chemischen Parameter erfolgte in der Regel in den nicht analysierten Zwischenkammern mittels Mikrosonden. Zur Bestimmung der HCO_3 Konzentrationen wurde eine definierte Probemenge durch Titration mit $0,1 \text{ M HCl}$ auf einen pH -Wert von $4,3$ eingestellt. Die Proben wurden gekühlt transportiert. Die Analytik erfolgte in der Regel innerhalb von 48h . Bei längeren Verzögerungen wurden die Proben direkt nach der Probenahme eingefroren. Die Analytik des Porenwassers erfolgte im hydrochemischen Labor im Institut für Landschaftswasserhaushalt sowie im Zentrallabor des ZALF e.V. Müncheberg. Exemplarische Ionenbilanzen, die zu Beginn der Untersuchungen erhoben wurden, weisen im Torf-Porenwasser mittlere Abweichungen von $-1,9\% \pm 4,8$, im Interstitial der Grabensedimente im Mittel $-1,3\% \pm 5,0$ auf.

Insgesamt wurden 16 Porenwasserprofile in den Grabensedimenten und 13 in den Niedermoorböden ermittelt. Die Porenwasserkonzentrationen in den Niedermoorböden wurden zwischen dem 24.07.00 und dem 26.03.02 in unregelmäßigen Abständen beprobt. Die intensivste Beprobung fand auf Höhe der Grundwassermessstelle GWM G3, also in 25 m Entfernung vom Mittelkanal an TA statt. Hier wurden 7 Sampler eingesetzt und beprobt. In der Mitte von TA auf Höhe von GWM G4 wurde an vier Zeitpunkten jeweils ein Sampler beprobt, während am TB, an dem es nur in den mittigen Depressionen zu temporären Überstaubedingungen durch Qualmwasser kommt, zwei Sampler eingesetzt wurden.

In den Grabensedimenten wurden sieben Sampler an MK1, sechs an MK2, zwei an BK2 und einer an BK1 eingesetzt. Dabei konnten sowohl Phasen der Exfiltration und Stagnation, aber auch Phasen der Infiltration erfasst werden.

Geochemische Modellierung

Eine Berechnung der Sättigungsindizes in ausgewählten Porenwasserprofilen der Torfe und der Sedimente wurde mit Hilfe des thermodynamischen Gleichgewichtsprogramms PHREEQC (Parkhurst, 1995) durchgeführt. Aus der Datenbasis von PHREEQC werden zunächst die beteiligten Mineralphasen ausgewählt und können darüber hinaus neu definiert werden. Nach Parametrisierung einer möglichst vollständigen und fehlerfreien gemessenen Ionenbilanz berechnet das Modell aufgrund thermodynamischer Gleichgewichte die Stabilität der beteiligten Mineralphasen. Sättigungsindizes >0 beschreiben eine Übersättigung in der Lösung, was eine Ausfällung von Mineralphasen aus der Lösung nahelegt. Untersättigungen treten bei Sättigungsindizes <0 auf, was zur Lösung von festen Mineralphasen und Freisetzungen in die Lösung führt.

3.2.1.2 Geochemische Untersuchungen

Geochemische Charakterisierung der Bodenhorizonte

Mittels Rammkernsonde wurden an 4 verschiedenen Beprobungspunkten (zwei auf TA und zwei auf TB in einer Entfernung von etwa 20 m von der jeweiligen Grabenkante) unter Berücksichtigung jahreszeitlicher und hydrologischer Aspekte 8 Bodenprofile (mit insgesamt 32 Bodenhorizonten) beprobt. Dazu wurden 1 m mächtige Bohrkerne entnommen, im Gelände angesprochen und Mischproben aus dem jeweiligen Horizont entnommen und in das Labor transportiert. Nach Entfernung grober Gemengeanteile, wie rezenter Wurzeln, wurden Trockengewicht und Glühverlust (DIN 18123) bestimmt. Die luftgetrockneten Proben ($<40^{\circ}\text{C}$) wurden homogenisiert und im Zentrallabor entsprechend ihrer Gesamt-Stoffgehalte (Großteils nach Königswasseraufschluss) analysiert. Des Weiteren wurden die Boden DNA, die Dimethylsulforeduktase-Aktivität (DRA) und das Substratverwertungsspektrum in den Horizonten bestimmt (s.u.).

Geochemische Charakterisierung der Oberböden (0-30cm)

Im Zuge einer Bodenkartierung wurden nach Ansprache im Gelände 38 Proben entlang von fünf über das Testfeld verteilten Transekten als Bodenmischproben aus 0-30 cm Tiefe entnommen. Die Beprobung erfolgte mittels Pürckhauer-Sonde. Die Proben wurden wie oben beschrieben weiter behandelt.

Phosphor Bindungsformen der Böden

Zur Ermittlung der Phosphor Bindungsformen wurden in Anlehnung an die Porenwasseruntersuchungen unter saisonalen und hydrologischen Gesichtspunkten zwischen dem 23.04.01 und dem 14.04.02 mittels Eijkelkamp Stecher insgesamt sechs 2 Zoll Bodensäulen entnommen und in das Sedimentologische Labor des Institutes für Landschaftswasserhaushalt transportiert und über Nacht kühl gelagert. Am nächsten Morgen wurden die Bodensäulen von 0-30 cm in 5 cm Scheiben geschnitten und homogenisiert (auffällige Wurzelteile, oder Altholzteile wurden zuvor aus der Bodenmatrix entfernt). Die sechs tiefenabhängigen Proben wurden jeweils in Doppelbestimmung mit der Fraktionierungsmethode von Psenner et al., 1984, modifiziert durch Hupfer et al., 1995 bestimmt. Darüber hinaus wurden in den Segmenten die alkalische und die saure Phosphatase bestimmt (Kapitel 3.2.1.3).

Die Phosphor Fraktionierung ermöglicht durch die Aufeinanderfolge von verschiedenen stark wirksamen Lösungsmitteln die quantitative Ermittlung der Bindungsanteile des Phosphors in subhydrischen Böden und Sedimenten. Entsprechend der Wirksamkeit der chemischen Extraktionsmittel ist es dadurch möglich, Rückschlüsse auf die Bindungsintensitäten und -formen in der Festsubstanz zu ziehen.

Nach mehrfachen Modifikationen hinsichtlich der Extraktionsfolge und Detailverbesserungen (Hieltjes & Liejklema, 1980; Psenner et al., 1984; Hupfer et al., 1995) ist es möglich, zwischen verschiedenen Bindungsformen zu unterscheiden und eine Trennung zwischen anorganischem molybdatreaktiven P (SRP) und nicht molybdatreaktivem, organischen P (NRP) vorzunehmen. Letzterer wird aus der Differenz von TP und SRP in den einzelnen Fraktionen ermittelt. Mittels einer Bestimmung des Gesamt Phosphors kann der refraktäre P Anteil durch Differenzbildung zwischen der Summe der Fraktionen und dem Gesamtphosphor ermittelt werden.

Die Methode nach Psenner et al., 1984 stellt im Wesentlichen eine Adaption der für Böden häufig angewendeten Fraktionierungsmethode nach Hedley et al. 1992 für limnische Systeme dar. Da in den Untersuchungen sowohl in den periodisch vernässten Torfböden als auch in den Grabensedimenten eine sequentielle Extraktion von Phosphor durchgeführt wurde, ist die Anwendung der Extraktionsmethode nach Psenner et al., 1984 gut geeignet. Zum Zeitpunkt

der angestellten Untersuchungen existierte keine spezifisch für Torfböden angepasste Extraktionsmethode (Jordan et al., 2007).

Tabelle 3: P-Extraktionsschema (nach Psenner et al., 1984, modifiziert durch Hupfer et al., 1995).

Extraktionsmittel	Zeit [h]	P _{an} /P _o	Erwartete Phosphor Bindungsform
NH ₄ Cl (1M)	0,5	SRP/ NRP	Interstitial P, labil an Oberflächen adsorbierter P, algenverfügbarer P
BD (0,11M)	0,5	SRP NRP	Unter reduzierten Bedingungen lösliche Phosphate, die an Fe-Hydroxide oder Mn-Verbindungen gebunden sind Reduktiv lösliche organische P-Verbindungen
NaOH (1M)	16	SRP NRP	An Metalloxide von Al und Fe gebundene Phosphate, die gegen OH- Ionen austauschbar sind Phosphat in Mikroorganismen einschließlich Poly-P, Detritus- und an Huminstoffe gebundener Po
HCl (0,5M)	16	SRP NRP	Carbonatische P Anteile und Apatit-P Hydrolisierter Po, säurelabiler Po
Rest-P		TP	Refraktärer organischer Phosphor

Eine von Zak et al. 2008 modifizierte Methode von Psenner et al. 1984 wurde erst von Jordan et al. 2007 bei der Fraktionierung von P in unterschiedlich degradierten Niedermoorböden herangezogen. Dabei tauschen die Autoren im Wesentlichen den dritten und vierten Extraktionsschritt (NaOH \leftrightarrow HCl), womit sie dem Extraktionsschema von Ivanoff et al., 1998 folgen. Die Grundlage für die Modifikation besteht in der Hydrolyse von organischen Bestandteilen (z.B. Humin- und Fulvosäuren) bei der Bestimmung der NaOH-Fraktion, was zu analytischen Schwierigkeiten bei der Trennung zwischen der an Metalloxide gebundenen P Fraktion (NaOH-SRP) und der an Huminstoffe gebundenen organischen P Fraktion (NaOH-NRP) führt. Die von Zak et al., 2008 beschriebene Lösung organischer Bestandteile bei der Behandlung mit NaOH trat bei der hier angewendeten Analytik auf (Braunfärbung des Eluates), hatte aber zumindest auf die photometrischen Bestimmung von SRP (Aufnahme eines Farbspektrums) keinen Einfluss. Eine Überschätzung der NaOH-SRP Fraktion durch die Hydrolyse organischer Bestandteile ist jedoch nicht auszuschließen. Die Zugabe von NaOH wird aber auch in anderen spezifisch für Böden verwendeten Extraktionsmethoden für die Differenzierung von an Al- und Fe- Oxide gebundenen P-Anteilen und einem an Humin- und Fulvosäuren gebundenen Anteil (Hedley et al., 1992) genutzt und führt laut Schlichting et al., 2002 in degradierten Niedermoorböden (C_{org} Gehalten von 0,4% bis 43,8%) zu guten Ergebnissen.

3.2.1.3 Mikrobiologische Untersuchungen

Die mikrobielle Aktivität kann einen entscheidenden Einfluss auf die Festlegung und Freisetzung von P ausüben. Anhand von verschiedenen semi-quantitativen Methoden sollte eine Abschätzung des mikrobiellen Responsecharakters auf wechselnde hydrologische und hydraulische Bedingungen auf die Festlegung oder die Freisetzung von P untersucht werden. Dazu wurde die relative Menge an Boden und Sediment DNA bestimmt und die mikrobielle Biomasseaktivität sowie die Substratverwertung der Mikroorganismen in unterschiedlichen Bodenhorizonten ermittelt. Das Zusammenspiel der Methoden erlaubt eine Einschätzung der Funktion der Mikroorganismen bei wechselnden Wasserständen (Torf) und Fließrichtungen (Sediment) und ermöglicht Empfehlungen für ein angepasstes Stauwassermanagement, dass eine mögliche Inaktivierung mikrobieller Populationen berücksichtigt. Darüber hinaus wurde die extrazelluläre alkalische und saure Phosphatase parallel zu den P-Fractionen und teilweise zu den Porenwasserprofilen ermittelt. Hierbei sollten zum einen statistische Zusammenhänge zu den P-Fractionen hergestellt werden und zum anderen ein möglicher Einfluss der hydrologischen/hydraulischen Bedingungen auf die Phosphataseaktivität und die Mobilisierung von P ausgewiesen werden.

Bestimmung der Dimethylsulforeduktase-Aktivität

Die Dimethylsulforeduktase-Aktivität (DRA) wird zur Bestimmung der mikrobiellen Biomasseaktivität angewendet. Die horizontbezogene Messung fand an Bodenproben statt, die an den Untersuchungsplots MK1, BK1 (TA) sowie MK2 und BK2 (TB) im Juli 2000 innerhalb von zwei Wochen beprobt wurden. Der Zeitpunkt der Entnahme zeichnete sich durch niedrige Grundwasserstände in Folge einer anhaltenden Trockenphase bei sommerlichen Temperaturen aus. Weitere Untersuchungen erfolgten im November 2000 sowie im Frühjahr 2001. Dimethylsulfoxid (DMSO) wird durch ein breites Spektrum von Mikroorganismen (Bakterien, Pilze) in Sedimenten, Grünland und Ackerböden zu Dimethylsulfid (DMS) unspezifisch reduziert:



Damit kann die Dimethylsulfoxireduktase-Aktivität (DRA) als indirektes Maß für die aktive Biomasse in Böden verwendet werden (Alef & Kleiner, 1989; Alef, 1990, Rajbhandari et al., 1995). Die genaue Aufbereitung und Analytik der Proben wird in Alef, 1990 beschrieben.

Bestimmung der relativen Boden DNA

Die angewendete Methode dient zur Quantifizierung der relativen (dimensionslosen) Boden- oder Sediment DNA und wurde in Doppelbestimmung durchgeführt. Mittels MoBio Ultraclean™ Boden DNA Kit (Cambio, Cambridge, UK) wurde die Boden DNA von 250 mg isoliert, auf 1% Agarose-Gel aufgetragen, mit Ethidiumbromid angefärbt und ein Bild aufgenommen. Mit der Software Easy32 wird von dem aufgenommenen Bild unter Zuhilfenahme von Standards das Volumen der DNA berechnet.

BIOLOG Methode

Der Nachweis veränderter Zusammensetzungen der Mikroorganismen wird anhand ihres Substratverwertungsspektrums durchgeführt (Garland, 1996; Garland, 1997). Dazu werden BIOLOG Mikrotiterplatten mit 96 Vertiefungen, in denen ein einzelnes Kohlenstoff-Substrat sowie der Redoxfarbstoff Tetrazoliumchlorid beigelegt werden, genutzt. Wird das Substrat einer Vertiefung umgesetzt, fungiert Tetrazoliumchlorid als Elektronenakzeptor und zeigt durch violette Verfärbung im reduzierten Zustand direkt die oxidative Verwertung des Substrates an. Je nach Substrat Verwertungsmuster kann quasi das physiologische Profil einer Bakteriengemeinschaft dargestellt werden (Kobabe, 2005). Die Untersuchung gliedert sich in drei Schritte:

- 1) *Animpfen der Mikrotiterplatten:* Nach der Beprobung der Böden und den Transport in das Labor des Institutes für Primärproduktion und mikrobielle Ökologie des ZALF e.V. wurden zunächst die Zellen aus den Bodenproben extrahiert, um einen Einfluss der organischen Probensubstrate auf die Testsubstrate zu verhindern. Eine Animpfung erfolgt mit derselben Zelldichte ($\geq 10^8 \text{ ml}^{-1}$).
- 2) *Inkubation:* Die Inkubation erfolgt bei 30°C. Dabei wird die Farbentwicklung der Substrate in regelmäßigen Abständen photometrisch bestimmt.
- 3) *Auswertung:* Für einen Vergleich zwischen den Platten (verschiedene Probenahmepunkte und Tiefen) wurden die Gesamtraten der Farbentwicklung, die Farbentwicklung der unterschiedlichen Substrate und die Verteilung der Farbentwicklung an bestimmten Zeitpunkten miteinander verglichen. Danach wurden die Ergebnisse mittels Hauptkomponentenanalyse ausgewertet.

Bei der Interpretation der mittels BIOLOG ermittelten Daten ist zu beachten, dass es sich bei dem vorliegenden Verfahren um keine in situ Methode handelt. Die Farbentwicklung auf den Mikrotiterplatten unterliegt auch dem Einfluss wachsender Bakterienpopulationen. Lediglich die Zellen, die auf flüssigem Medium wachsen, können zur Auswertung beitragen. Damit führt die Methode bis zu einem gewissen Grad zu selektiven Ergebnissen und widerspiegelt nicht vollständig die tatsächlich im Boden vorkommenden Ausgangsgemeinschaften (Kobabe, 2005; Degens & Harris, 1997). Ein möglichst früh gewählter Zeitpunkt der Auswertung der BIOLOG Mikrotiterplatten widerspiegelt den zur Zeit der Probenahme vorherrschenden Zustand der Bakteriengemeinschaft am besten. Spätere Auswertungen zeigen dagegen eher das Potenzial der Substratverwertung der verschiedenen Gemeinschaften, da sich neben den schnell wachsenden Bakterienpopulationen mit fortschreitender Dauer auch die langsam wachsenden Organismen, die nur in geringer Anzahl im Boden vorkommen, etablieren können und zur Substratverwertung beitragen (Kobabe, 2005). Die Messungen erfolgten in der Regel nach 3, 6 bzw. 9 Tagen und schlossen nach einer Inkubationsdauer von 14 Tagen ab. Durch Inkubation unter aeroben und anaeroben Bedingungen konnte zwischen aeroben und anaeroben Verwertungsspektren unterschieden werden.

Bestimmung der Phosphataseaktivitäten

Zur Bestimmung der alkalischen und sauren extrazellulären Phosphataseaktivität wurde die Methode nach Tabatabei & Bremner, 1969 verwendet. Die wesentlichen analytischen Arbeitsschritte lassen sich in vier Phasen zusammenfassen. Zuerst werden die luftgetrockneten Proben homogenisiert, gesiebt (2mm), der pH-Wert mittels Puffer eingestellt und mit p-Nitrophenol Phosphat (ein synthetisches Substrat) versetzt. Beide Enzyme (saure- und alkalische Phosphatasen) reduzieren p-Nitrophenol Phosphat zu p-Nitrophenyl und anorganischem Phosphat, was zu einer Gelbfärbung führt, die photometrisch bestimmt werden kann.

Geochemische und Mikrobiologische Untersuchungen in den Böden

Das Trockengewicht (DIN 38414 T2) und der Glühverlust (DIN 38414 T3) wurden in allen entnommenen Proben bestimmt.

Um den geochemischen und den mikrobiologischen Status der Sedimente an den vier Probenahmestellen (MK1, MK2, BK1, BK2) zu ermitteln, wurden zunächst unter saisonalen Gesichtspunkten Schlammgreiferproben aus der Mitte der Kanäle entnommen (17.06.00,

23.11.00, 21.02.01, 11.06.01). Die Proben stellen Mischproben von 0-10 cm Sedimenttiefe dar. Neben den allgemeinen physiko-chemischen Parametern wurde die mittlere Sediment DNA, die DRA sowie das Substratverwertungsspektrum der Sedimente bestimmt.

In Detailuntersuchungen zu den Phosphor-Bindungsformen und der sauren und alkalischen Phosphataseaktivität in den Grabensedimenten wurden unter hydraulischen/saisonalen Aspekten Sedimentkerne mittels Eijkelkamp-Sedimentstecher an den Stellen MK1 und MK2 entnommen (27.02.01, 27.08.01, 08.04.02, 27.08.02). Die Sedimentsäulen wurden verschlossen, über Nacht kühl im Labor aufbewahrt und am nächsten Morgen in Scheiben von 0-2 cm, 2-4 cm, 4-6 cm und 8-10 cm unterteilt. Die Phosphor Fraktionierung erfolgte nach Psenner et al., 1984 modifiziert von Hupfer et al., 1995.

Zudem wurde einmalig das Seston aus Tellerfallen einer Fraktionierung unterzogen (01.04.02-14.04.02).

3.2.2 Statistische Methoden

Clusteranalyse

Die Clustermethode ist eine multivariate Analyseverfahren zur Klassifikation von heterogenen Objekten mit dem Ziel, homogene Teilmengen aus der Objektgesamtheit zu identifizieren.

Die Clustermethode wurde angewendet, um die durch unterschiedliche Einflussfaktoren hervorgerufene Grundwasserqualität der Messtransekten räumlich und zeitlich aufgelöst darzustellen und statistisch zu belegen. Entsprechend wurden die nach Beprobungszeitpunkt und nach Grundwassersonden klassifizierten Parameter für Cl^- , SO_4^{2-} und DOC genutzt und in einem weiteren Schritt durch die Parameter SRP und Fe(II) ergänzt. Grundwassersonden, für die nur für kürzere Untersuchungsperioden Daten vorliegen (GWM G2, GWM G6 und GWM G9), wurden aus der Clusteranalyse ausgeschlossen.

Anhand der Clusteranalyse wird eine Bündelung von Objekten zu Gruppen durchgeführt, wobei die Objekte einer Gruppe eine weitgehend verwandte Eigenschaftsstruktur aufweisen und die Gruppen untereinander möglichst unähnlich sind. Dabei ist ein wesentliches Charakteristikum der Clusteranalyse die Verwendung mehrerer Eigenschaften zur Bildung von Gruppen.

Korrelationsanalysen

Mittels Korrelationsanalysen wurden in den Böden und den Sedimenten potenzielle Abhängigkeiten zwischen allgemeinen geochemischen Parametern, mikrobiellen Parametern wie der Phosphataseaktivität und den Phosphor-Bindungsformen statistisch erfasst.

Die Korrelationskoeffizienten werden nach einem Test auf Normalverteilung nach Pearson (normalverteilt) oder nach Spearman (nicht normalverteilt) angeführt.

Die Darstellung erfolgt in Form von Flussdiagrammen von sehr signifikant korrelierenden Parametern ($p \leq 0,01$), da diese anders als Tabellen eine direkte prozessbasierte Abhängigkeit der Parameter erkennen lassen. Die Interpretation der Korrelationskoeffizienten ist durch die jeweilige Strichdicke verdeutlicht. Starke Verbindungslinien stehen für sehr hohe (perfekte) Korrelationen $0,9 < r \leq 1$, mittlere Striche für hohe (starke) Korrelationen von $0,7 < r \leq 0,9$ und dünne Striche für mittlere Korrelationen $0,5 < r \leq 0,7$ (Untersteiner, 2005).

Die Ergebnisse der gesamten Analyse sind im Anhang tabellarisch aufgeführt.

3.3 Modellierung der Grundwasserströmung und der Austauschraten

In gewässerbegleitenden Feuchtgebieten, die durch einen intensiven Grundwasser-Oberflächenwasser-Austausch gekennzeichnet sind, ist die Quantifizierung der Grundwasserströmung von großer Bedeutung. Die Gleichung, die den Grundwassertransport beschreibt, ist eine Kombination aus der DARCY-Gleichung und der Kontinuitäts-Gleichung. Ausgedrückt in kartesischen Koordinaten gilt:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k f_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k f_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k f_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_0 \frac{\partial h}{\partial t} + W_0 \quad (13)$$

mit: $k f_x$, $k f_y$, $k f_z$ als gesättigte Durchlässigkeit der 3 räumlichen Dimensionen; S_0 =Speicherkoeffizient; W_0 = Quellen-Senkenterm.

Eine Lösung der Differentialgleichung setzt voraus, dass die Anfangs- und Randbedingungen sowie die Systemeigenschaften bekannt sind. Die analytische Lösung der Differentialgleichung verlangt u.a. unendliche Ausdehnung des Grundwasserleiters,

Homogenität und Isotropie. Diese Voraussetzungen sind aber in der Natur kaum zu erfüllen (Heidt, 1997).

Sollen reale Anfangs- und Randbedingungen sowie eine heterogene Verteilung der Systemeigenschaften berücksichtigt werden, sind diskrete Lösungsverfahren nötig, die mit numerischen Modellen bearbeitet werden können. Neben den Anfangsbedingungen (Standrohrspiegelhöhen für alle Punkte P_i zum Zeitpunkt t_0 = Anfang der Berechnung) sind Randbedingungen für alle Punkte, die auf den Rändern des Modellgebietes liegen, vorzugeben. Man unterscheidet die folgenden Arten:

- Randbedingungen 1. Art (DIRICHLET-Bedingungen) schreiben die Standrohrspiegelhöhe vor,
- Randbedingungen 2. Art (NEUMANN-Bedingungen) werden als Normalenkomponente der Zu- oder Abflüsse auf den entsprechenden Randabschnitten vorgeschrieben. Als Sonderfall gilt dabei der undurchlässige Rand. Dieser besagt, dass aufgrund der Geometrie des Gebietes nur Geschwindigkeitskomponenten entlang dieser Linie realistisch sind, wobei querende Geschwindigkeitskomponenten auszuschließen sind,
- Randbedingungen 3. Art (CAUCHY-Bedingungen) stellen eine Linearkombination von Bedingungen erster und zweiter Art dar und werden bei der Betrachtung der Infiltration von Oberflächenwasser in den Aquifer verwendet. Der Transfer ist abhängig von der hydraulischen Durchlässigkeit und der Mächtigkeit der Kolmationsschicht sowie der Potenzialdifferenz zwischen Grabenwasser- und Grundwasserstand.

Ein diskretes Lösungsverfahren, durch das die Transportgleichung in ein „diskretes Problem“ überführt wird, ist das Verfahren Finiter-Differenzen. Das Finite-Differenzen-Verfahren ist eine Methode der numerischen Lösung der Strömungsgleichung. Das Modellgebiet wird in rechteckige Volumeneinheiten zerlegt (diskretisiert). Für jedes Volumenelement sind die Eingangsgrößen vorzugeben. Das Gleichungssystem ergibt sich aus den an den Übergangsstellen geltenden Bilanzgleichungen. Als Lösung erhält man Grundwasser-Potenziale für jede Einheit. Daraus wird mittels DARCY-Gleichung und der effektiven Porosität die Abstandsgeschwindigkeit auf der Grenze zwischen zwei Zellen bestimmt.

Zur Ermittlung der Strompfade im Grundwasserleiter und der Exfiltrations- sowie Infiltrationsraten wurden entlang von zwei Grundwassertransekten (TA und TB) quasi 2-dimensionale, kleinskalige (10er bis 100er Meter) hydraulische Modelle mit dem

Grundwassersimulationsprogramm MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988) erstellt. Dabei wurde die Version MODFLOW 96 v.2.61 mit dem graphischen Interface Visual MODFLOW (Guiger & Franz, 1996) genutzt. Fragestellungen, die auf die Ausweisung von Exfiltrations- und Infiltrationsraten an repräsentativen Grabenabschnitten abzielen, wobei die Gräben nahezu senkrecht zur Grundwasserfließrichtung verlaufen, und die horizontale Fließbewegung im Vergleich zur longitudinalen vernachlässigbar gering ist (Toth, 1963), können entlang von 2-dimensionalen Transekten dargestellt werden (Winter, 1998; Schuhmacher, 2003). Die Auswahl dieses Modells erfolgte aufgrund seiner breiten Anwendung zu Fallbeispielen ähnlicher Fragestellungen (z.B. Bradford & Acreman, 2003; Bradley 2002; Bradley 2002; Gilvear et al., 1997; Heidt, 1997; Wilsnack et al., 2001).

Der Eingangsdatensatz umfasst Klimadaten, Grabenwasser- und Grundwasserstandsdaten, Daten zur Topographie und zum Schichtaufbau. Bodenphysikalische Daten wurden im Rahmen der Felduntersuchungen nicht erhoben. Sie wurden teilweise aus den Grundwasserganglinien abgeschätzt, aus der Literatur entnommen und bei der Kalibrierung in einem iterativen Prozess angepasst.

Modellanforderungen

Die Modellanforderungen sind an TA durch die komplexe Hydrologie mit häufig wechselnden hydraulischen Bedingungen vielfältig. Je nach Grabenwasserständen und klimatischen Bedingungen kommt es zur Ausbildung von

- Phasen mit Überstaubedingungen,
- Phasen sinkender, stark oszillierender Grundwasserstände,
- Phasen mit Infiltration, Stagnation und Exfiltration.

TB ist dagegen durch stabilere hydrologische Bedingungen charakterisiert. Der betrachtete Modellierungszeitraum umfasst zwei Jahre (730 Tagesschritte) vom 01.01.2001 bis 31.12.2002. Die betrachteten Jahre unterscheiden sich sowohl durch unterschiedliche klimatische Bedingungen als auch durch eine Änderung der Grabenwasserstände (Kapitel 4.1).

Modellaufbau und Modellvarianten

Der Modellraum verläuft von der Mitte des Barrankanals (nordöstliche Modellgrenze) bis zur Mitte des Mittelkanals (südwestliche Modellgrenze).

Die Gräben stellen Randbedingungen 3. Ordnung (Cauchy) dar. Tägliche Grabenwasserstände aus den Loggerdaten definieren den Wasserstand in den als „River“ bezeichneten aktiven Zellen (TA). Die Geländeoberfläche wurde mit den Randbedingungen Evapotranspiration und Niederschlag (tägliche Daten, Wetterstation) belegt. Die seitlichen Grenzen und die Modellbasis (undurchlässiger Stauer) sind als no flow Randbedingungen definiert.

Als horizontale Ausdehnung des Modells wurde eine Breite von 10 m gewählt. Die vertikale Ausdehnung ist durch die Ausdehnung des Grundwasserleiters aus der Hydrogeologischen Karte (HYK 50) mit 25 m definiert. Der Grundwasserleiter wird von Tonschichten begrenzt. Der so definierte Modellraum hat jeweils eine Ausdehnung von 300mx10mx25m.

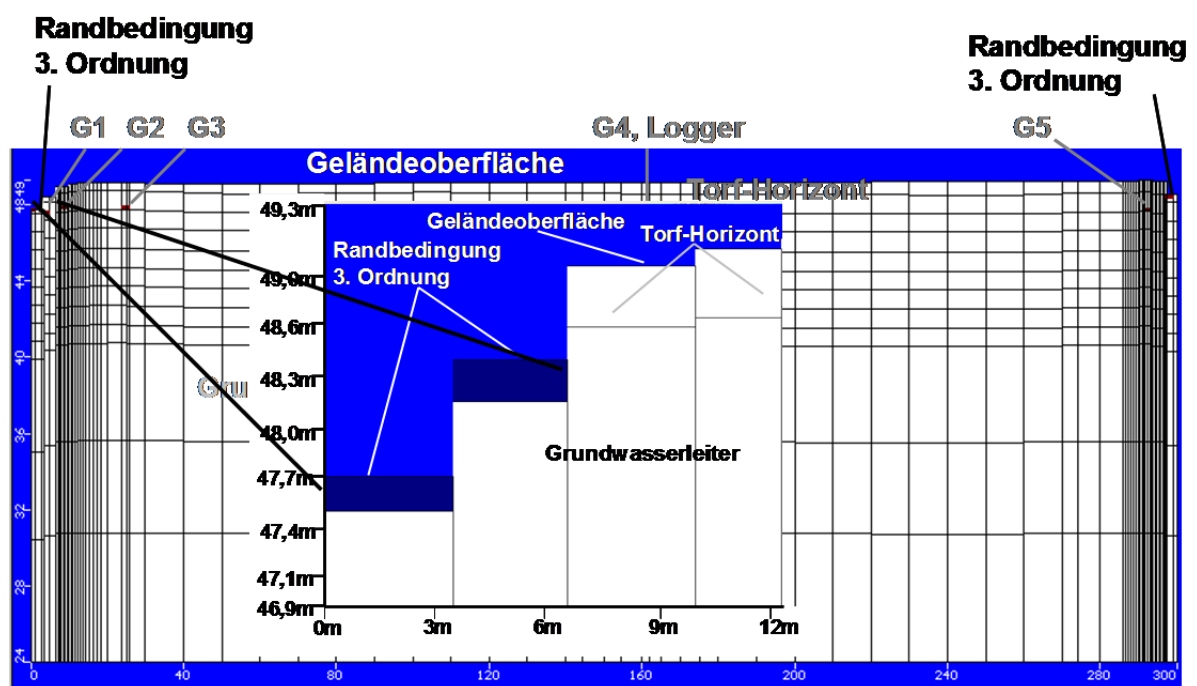


Abbildung 12: Modellgitterstruktur an TA mit Grundwassermessstellen und Randbedingungen 3. Ordnung für die Gräben (fünffach überhöht).

Aufgrund von Veränderungen der bodenphysikalischen Eigenschaften des Torfes bei starker Trockenheit sowie dem Auftreten von temporären Überstaubedingungen werden an TA drei verschiedene Modellvarianten (MOD1, MOD2, MOD3) aufgebaut. Der Schichtaufbau der Modelle MOD2 und MOD3 berücksichtigt die Torfauflage (Schicht 1) und den

unterliegenden Aquifer aus fS-mS, der in 11 Schichten (2-12) mit 1,0-5,0 m Mächtigkeit unterteilt wurde. In (MOD1) wurde eine dreizehnte, obere Zellschicht hoher Durchlässigkeit ergänzt (Heidt, 1997; Wilsnack et al., 2001), so dass die Modelle in eine Gesamtzahl von 1824 Zellen (MOD2 und MOD3) bzw. 1976 Zellen (MOD1) unterteilt wurden. MODTB weist denselben Aufbau und Zelldimensionen auf wie MOD2 und MOD3. Der Auswahl des Modellgitters gingen Tests verschiedener Gitterstrukturen und deren Auswirkungen auf die Austauschraten voraus.

Tabelle 4: zeigt die Anwendungszeiträume der verschiedenen Modellvarianten (erster Anwendungszeitraum = Kalibrierungszeitraum). Die übrigen Zeiträume stellen Phasen der Validierung dar. Für MOD3 erfolgte keine Validierung, da es während des Untersuchungszeitraumes zu keiner weiteren intensiven Trockenphase kam. An TB wird die Modellvariante MODTB für den vollständigen Zeitraum genutzt.

Tabelle 4: Phasendauer der Modellvarianten.

	Phase I+ Δt [d]	Weitere Phasen + Δt [d]
MOD1	01.01.01-05.04.01 (95)	04.09.01-22.10.01 (49) 22.01.01-01.04.02 (70) 05.10.02-31.12.02 (88)
MOD2	06.04.01-24.06.01 (80)	23.10.01-21.01.02 (91) 02.04.02-04.10.02 (186)
MOD3	25.06.01-03.09.01 (70)	
MODTB	01.01.01-31.12.02 (730)	

In MODFLOW wird die Intensität des Austauschs zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser in Abhängigkeit der Fließrichtung durch den leakage factor (C_{RIV}) im *River package* bestimmt, der als hydraulische Durchlässigkeit der Gewässersohle definiert wird. Diese ist abhängig von der Geometrie der Gewässersohle (wie Länge (L) innerhalb der Zelle, der Flussbreite (W_{RIV}) und der Mächtigkeit der kolmatierten Schicht (M):

$$C_{RIV} = \frac{K \times L \times W}{M} \quad (13)$$

Die Mächtigkeit der äußeren Kolmationsschicht wurde durch die Entnahme von Sedimentkernen ermittelt. Die Austauschrate wird in jeder Zelle mit Hilfe des *zone budgets* ausgelesen.

3.3.1 Modellanpassung (Nash-Sutcliffe-Koeffizient)

Die Modellanpassung (gemessene Wasserstände gegen modellierte Wasserstände an G4 (TA) und G8 (TB)) wird mit dem Nash-Sutcliffe-Koeffizienten ermittelt (Nash & Sutcliffe, 1970). Der Bestimmtheits-Koeffizient R^2 wird berechnet durch:

$$R^2 = \frac{(F_0^2 - F^2)}{F_0^2} \quad (14)$$

mit: F_0^2 Varianz der Modellergebnisse = $\sum (q - \bar{q})^2$ (q = gemessener Wasserstand und \bar{q} = mittlerer gemessener Wasserstand); F^2 = Varianz der Residuen = $\sum (q' - q)^2$ (q' = modellierter Wasserstand und q = gemessener Wasserstand).

Der Nash-Sutcliffe-Koeffizient kann Werte zwischen -1 und 1 erreichen. Im Falle von -1 herrscht keine Übereinstimmung zwischen den gemessenen und den modellierten Ergebnissen vor. Liegt der Koeffizient zwischen 0 und -1, so stellt der Mittelwert der Messwerte einen genaueren Vorhersagewert als die Modellergebnisse dar. Eine Modellanpassung von 0 bedeutet, dass die Modellergebnisse so genau sind wie der Mittelwert der untersuchten Daten. Ein Koeffizient von 1 stellt eine komplette Übereinstimmung von gemessenen und modellierten Daten dar.

3.4 Modellierung des Stofftransportes

Der Transport von gelösten Stoffen in durchlässigen Medien wird durch die Advektion, die hydrodynamische Dispersion und die molekulare Diffusion beschrieben. Der advective Transport wird durch die Dispersion überlagert. Zudem kann sich bei geringen Fließgeschwindigkeiten ebenfalls der langsame Effekt der Diffusion auswirken.

Die Advektion ist die Bewegung des Wassers oder der gelösten Stoffe mit der Abstandsgeschwindigkeit des Aquifers. Die Abstandsgeschwindigkeit ergibt sich aus der Filtergeschwindigkeit und berücksichtigt das nutzbare Porenvolumen. Diese tatsächliche Geschwindigkeit, die ein Wasserteilchen bei der Bewegung vom Punkt A über eine Entfernung zum Punkt B (ohne Berücksichtigung der Umwege um einzelne Körner) erreicht, wird als Abstandsgeschwindigkeit v_a bezeichnet (Saenger, 2000).

$$V_a = \frac{V_f}{n} \quad (15)$$

mit: V_f = Filtergeschwindigkeit und n = effektive Porosität.

Bei der Dispersion ist die mittlere advective Bewegung eines Wasserteilchens oder eines Stoffes innerhalb des Mittellungsvolumens von Schwankungen der Geschwindigkeit nach Richtung und Betrag überlagert, die zu einer Aufweitung (Scherung) und Vermischung führen. Der daran wesentlich beteiligte Prozess der Dispersion wird durch Unterschiede in der Porengröße, der Ausbildung ungleichförmiger Geschwindigkeitsprofile innerhalb der Pore und der Umlenkung der Strömung durch das feste Korngerüst verursacht (Saenger, 2000).

Der Anteil an gelösten Stoffen, der durch die molekulare Diffusion im Grundwasser transportiert wird, ist im Regelfall sehr gering und kann vernachlässigt werden, wenn die Abstandsgeschwindigkeit der Grundströmung groß ist, d.h. $>0,1 \text{ m d}^{-1}$ beträgt. Bei stagnierenden Bedingungen findet ein Stofftransport ausschließlich über die Diffusion statt (Saenger, 2000). Sie ist ein langsam ablaufender Prozess, der sich über das Konzentrationsgefälle eines Stoffes einstellt.

Eine Methode, den Stofftransport zu simulieren, ist das sogenannte *particle tracking* (LANGRANGE Ansatz). Hier werden die Konzentrationen auf diskrete Partikel übertragen, die im Strömungsfeld transportiert werden. *Particle tracking* Methoden haben den Vorteil einer hohen numerischen Stabilität und einer hohen Repräsentativität für die Ausbreitung scharfer Stofffronten (Wiese, 2006).

3.4.1 Stofftransportmodellierung mit MT3D

Eine Modellierung des Stofftransportes an den Übergangszonen zwischen Fläche und Grabenwasser oder Überstauwasser wurde durchgeführt, um die räumliche und zeitliche Wirkungsweise der Stoffquellen (Torf, Sediment oder Grundwasser) auf die beeinflusste Zone (oberflächennahes Grundwasser, hyporheische Zone und Grabenwasser) zu verdeutlichen. Darüber hinaus konnten weitere Kenntnisse, wie Sickerwassergeschwindigkeiten und Aufenthaltszeiten visualisiert sowie an hydraulische Phasen gebundene spezifische mittlere SRP Konzentrationsbereiche ermittelt werden.

Das angewendete Modell MT3D (Zheng, 1990) ist ein *particle tracking Model* (Anderson & Woessner, 1992). Es nutzt einen kombinierten Euler-Lagrangeschen Ansatz zur Lösung der

Differentialgleichungen zur Beschreibung des advektiven- und des dispersiven Transportes (Guiguer & Franz, 1998). Für die Simulation des Transportes wird in MT3D die „Method-Of-Characteristics“ (MOC) angewendet (Chiang & Kinzelbach, 2001). Diese Methode belegt jede Zelle finiter-Differenzen mit einem Partikel. Bei jedem Zeitschritt wird ein neues Partikel am Knotenpunkt platziert. Das Partikel wird rückwärts verfolgt, um die alte Position des alten Zeitschritts festzulegen. Die mit der jeweiligen Position verbundene Konzentration wird genutzt, um die jeweils in der Zelle resultierende Konzentration abzuschätzen. Vorteile dieser Version sind geringer Rechenaufwand und keine künstliche Oszillationen bei der linearen Interpolation. Der advektive Transport wird in MT3D aus dem vorangegangenen Modelllauf von MODFLOW berechnet. Zudem kann die Dispersion parametrisiert werden.

Anwendung, Kalibrierung und Randbedingungen im Stofftransportmodell MT3D

MT3D wurde in den Modellvarianten (MOD1, MOD3 und MODTB) angewendet.

Die Kalibrierung des Stofftransportmodells fand anhand repräsentativer hydraulischer Phasen mittels gemessener inerter Chlorid Konzentrationsverläufe in den GWM (G3, G4 =Sickerwasserphase, G7 =Infiltrationsphase) statt. Die ausgewählten Phasen deuten auf eine kontinuierliche Vermischung des oberflächennahen Grundwassers mit

- Sickerwasser (MOD1, 01.01.01-05.04.01)
- infiltrierendem Grabenwasser (06.04.01-24.06.01 und Hauptinfiltrationsphase 16.05.01-05.09.01, MODTB) hin,

was sich in einer linearen Konzentrationsabnahme von Chlorid niederschlägt.

Unter der vereinfachenden Annahme, dass die Sickerwasser- bzw. die Uferfiltrationsrate über den betrachteten Zeitraum konstant ist, wurde aus der linearen Abnahme der Grundwasser-Chlorid Konzentrationen für die jeweilige Phase der Verdünnungsanteil des Sickerwassers am oberflächennahen Grundwasser in der entsprechenden Grundwassermessstelle berechnet und über die Phasendauer in eine mittlere tägliche Verdünnung umgerechnet.

Um den Verdünnungsanteil mit dem Modell nachzuvollziehen, wurden die Randbedingungen in MT3D folgendermaßen festgelegt:

- die Stoffquelle (der Boden bei Versickerung und die Grabensedimente bei Infiltration) wurde als Zellen konstanter Konzentrationen (100mg l^{-1} entsprechend 100%) definiert,
- der übrige Modellraum wurde als Zellen aktiver Konzentration, also Zellen, in denen Stoffkonzentrationen mit der Zeit variieren, festgelegt (Ausgangskonzentrationen 0mg l^{-1} entsprechend 0%).
- Inaktive Zellen (Zellen ohne Konzentration) wurden nicht genutzt.

Anhand der durch den simulierten Stofftransport in Zeitschritten von einem Tag berechneten Isokozen wird somit in den Zellen aktiver Konzentrationen das resultierende Mischungsverhältnis (in %) der Stoffquelle ermittelt. Die Kalibrierung des Transportes erfolgt über eine Anpassung der berechneten Mischungsanteile an die modellierten Mischungsanteile in den relevanten Filtertiefen der Grundwassermessstellen.

3.5 Erstellung eines Phosphor Bilanzmodells

Bei der P-Bilanzierung stehen die wesentlichen Wechselwirkungen zwischen der Fläche und dem Grabensystem im Vordergrund. Dementsprechend konzentriert sich der Bilanzansatz auf die Transportprozesse von Phosphor zwischen den auftretenden Übergangszonen der Systeme sowie auf hydrologisch beeinflusste biogeochemische P-Umsatzprozesse in den potenziellen P Quellen.

Andere Bilanzteile, deren Bedeutung auf die P-Bilanzen in dem betrachteten Ökosystem nicht auszuschließen ist, wurden dagegen vernachlässigt oder durch Annahmen stark vereinfacht. Die Aufnahme von SRP und die Einlagerung in Biomasse während der Vegetationsphase werden in den Gräben und im Überstauwasser nicht gesondert berücksichtigt. Die Sedimentation abgestorbener Biomasse geht über die ermittelten P-Sedimentationsraten indirekt in die Bilanz ein.

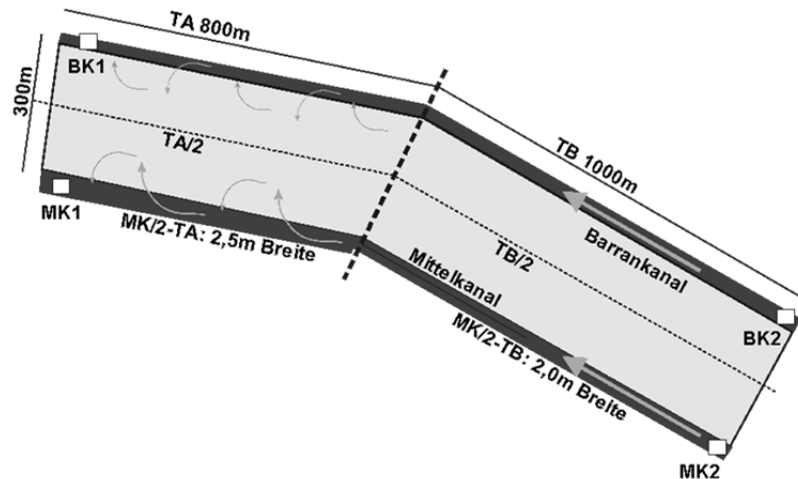


Abbildung 13: Bilanzierte Flächenanteile sowie ihre maßgebliche Längen- und Breitenverteilung.

Die Entnahme von P aus dem Ökosystem an TB durch zweifache Mahd wird dahingehend vereinfacht, dass sie mit der P-Düngegabe gleichgesetzt wird.

Auftretende Freisetzungen von Phosphor zwischen Sediment und Grabenwasser durch diffusiven Transport (bei stagnierenden Bedingungen) wurden abgeschätzt und können bei $0,02\text{kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (120 Tage Stagnation) vernachlässigt werden.

Für eine Bilanzierung des Phosphorumsatzes der Testfeldabschnitte A und B und dem Grabensystem wurde ein konzeptionelles Modell erstellt, das die folgenden wesentlichen Bilanzkomponenten berücksichtigt:

- Sedimentationsflux (S_U) aus der Überstauwassersäule (TP),
- Diffusionsflux (J_i) in das Überstauwasser (SRP, als $\text{PO}_4\text{-P}$),
- Grundwasserflux und Uferfiltratflux (A_{GR}) (SRP, als $\text{PO}_4\text{-P}$),
- Sedimentationsflux (S_{GR}) aus der Grabenwassersäule (TP),
- Sickerwasserflux (S_i) (SRP, als $\text{PO}_4\text{-P}$).
- Das Bilanzmodell ist zunächst auf Tagesschritte ausgelegt und wird anschließend auf monatliche Zeitschritte aggregiert. Es stellt den Wasser- und P-Transfer zwischen der Fläche und dem Mittelkanal dar. Dementsprechend wird jeweils die Hälfte der Flächenanteile ($\frac{1}{2}$ TA und $\frac{1}{2}$ TB) sowie die Hälfte der Grabenbreite für die Bilanzierung herangezogen. Das Modell setzt sich aus verschiedenen Teilbilanzen zusammen, die

abschließend in einer Gesamtbilanz zusammengefasst werden. Die Teilbilanzen beschreiben den

- P-Flux (F) für temporäre Überstaubedingungen (F_U) (ausschließlich an TA),
- P Flux zwischen Graben- und Grundwassersystem (F_{GR}) (TA und TB) sowie
- P-Flux zwischen Boden und Grundwasser (F_{SICK}) (TA und TB).

F_{SICK} beschreibt den P Sickerwasserflux und wird zur Abschätzung des Eutrophierungsrisikos für das Grundwasser berechnet. Die Teilbilanz geht nicht direkt in die Gesamtbilanz des P-Austausches zwischen Fläche und Graben ein.

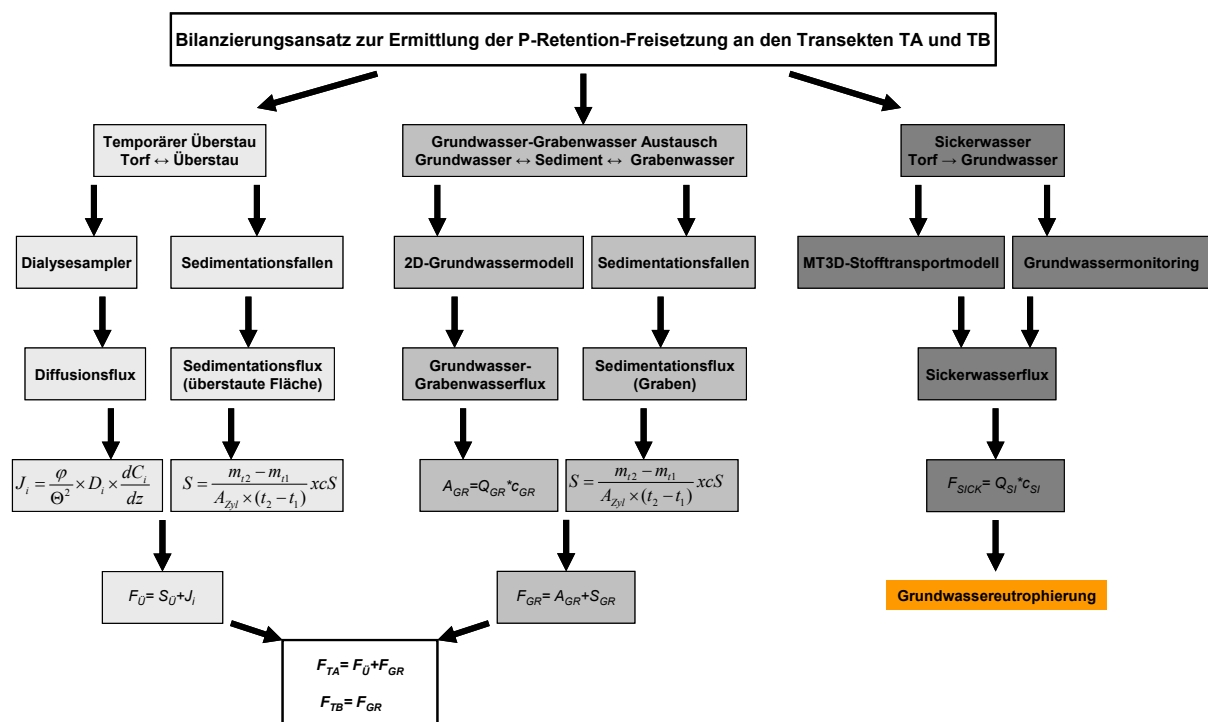


Abbildung 14: Phosphor Bilanzierungsansatz als Fließschema.

3.5.1 Erstellung von Phosphor Teilbilanzen

Teilbilanz für temporäre Überstaubedingungen (F_U)

Die Teilbilanz für die Überstaubedingungen beschreibt den P Flux zwischen Überstauwasser und den Torfböden. Sie wird mit:

$$F_{(U)}[mgm^{-2}d^{-1}] = S_U - J_i \quad (16)$$

berechnet.

Die Sedimentationsraten (S) (Kleeberg, 2001) werden mittels Tellerfallen (Kozerski & Leuscher, 2000) im Graben (Mk1) und auf der Fläche folgendermaßen abgeschätzt:

$$S = \frac{m_{t2} - m_{t1}}{A_{Zyl} \times (t_2 - t_1)} \quad (17)$$

Mit: S = Sedimentationsrate [$\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$], m = Masse des suspendierten partikulären Materials (SPM) zum Zeitpunkt t_1 bzw. t_2 [g], A_{Zyl} = Fläche der Zylinderöffnung [m^2], $t_2 - t_1$ = Expositionsdauer [d].

Die Phosphor Sedimentationsraten (S_{P}) auf der überstaute Fläche werden durch Multiplikation der Sedimentationsraten mit den P-Gehalten des sedimentierten Materials ermittelt ($S_{\text{P}} = S \cdot c_{\text{S}}$). Da die Sedimentationsraten und die P Gehalte nur für einzelne Zeiträume ermittelt werden konnten, wurden mittlere P-Sedimentationsraten berechnet.

Die Phosphor Diffusionsraten (J_i) werden aus den SRP Konzentrationsgradienten der Porenwasserprofile unter Verwendung des 1. Fick'schen Gesetz berechnet:

$$J_i = \frac{\varphi}{\theta^2} \times D_i \times \frac{dC_i}{dz} \quad (18)$$

Mit: J_i = Diffusionsflux des Ions i [$\text{mgm}^{-2}\text{d}^{-1}$], φ = Porosität der obersten Bodenschicht [], θ = Turtuosität der obersten Bodenschicht, D_i = molekularer Diffusionskoeffizient des Ions i [m^2d^{-1}] temperaturabhängig, dC_i = Konzentrationsdifferenz [mg l^{-1}], dz = Diffusionsstrecke [m].

Porosität und Turtuosität werden nach Lewandowski et al., 2002 ermittelt. Der Diffusionskoeffizient wird temperaturkorrigiert (Furrer & Wehrli, 1996, zitiert in Kleeberg, 2001). Der Diffusionsgradient wird aus den SRP Profilkonzentrationen von 0 cm bis +1 cm oder -2 cm bis 0 cm berechnet. P-Diffusionsraten konnten für Torfe verschiedener Degradierung (Halbtorfe, Antorfe) ermittelt werden. Die Diffusionsraten wurden für verschiedene Zeitpunkte ermittelt. Für eine Abschätzung der P Freisetzung aus den Diffusionsraten wurden Mittelwerte gebildet.

Um zu einer flächenspezifischen monatlichen Rate zu gelangen, ist es notwendig, die mittlere monatliche überstaute Fläche zu berechnen. Diese wurde unter Zuhilfenahme mittlerer Grabenwasserstände und eines Höhenmodells durch eine einfache Anwendung in SURFER8 ausgewiesen. Die ermittelten Raten für F_{P} werden mit Hilfe der ausgewiesenen Fläche in

Monatsmittelwerte umgerechnet [mgM^{-1}] und als monatliche Rate auf den betrachteten Flächenanteil ($\frac{1}{2}$ TA) in $\text{kgPha}^{-1}\text{M}^{-1}$ bezogen.

Damit die Ergebnisse der Teilbilanz für die Gesamtbilanz wirksam werden, wird angenommen, dass der zur Sedimentation gelangende Phosphor ausschließlich aus dem Grabenwasser stammt und Prozesse wie Resuspension und subsequeute Sedimentation nach Bildung von Biomasse aus diffundiertem Porenwasser SRP zu vernachlässigen sind. Des Weiteren wird die tatsächliche Dynamik des Wasseraustausches zwischen Graben und Fläche in dem stark vereinfachten Ansatz nicht berücksichtigt.

Teilbilanz zwischen Grundwasser und Grabenwassersystem (F_{GR})

Die Ermittlung der P Fluxe zwischen Graben- und Grundwassersystem erfolgt über die P Austauschraten zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser und die Phosphor Sedimentation an den Grabenstandorten:

$$F_{GR}[\text{mgm}^{-2}\text{d}^{-1}] = (Q_{GR} \times c_{GR,PO}) + S_{GR} \quad (19)$$

Mit: $F_{GR}>0$ =P-Retention und $F_{GR}<0$ =P-Freisetzung; $Q_{GR}>0$ = Uferfiltrationsrate [$\text{lm}^{-2}\text{d}^{-1}$] und c_{GR} = SRP Grabenwasserkonzentration [mg l^{-1}] und $Q_{GR}<0$ = Exfiltrationsrate [$\text{lm}^{-2}\text{d}^{-1}$] und c_{PO} = SRP Porenwasserkonzentration.

Die Phosphor Grundwasser-Grabenwasser-Austauschrate Q_{GR} (je nach Fließrichtung Uferfiltrationsrate=positiv oder Exfiltrationsrate=negativ) wird im Grundwassermodell berechnet (m^3s^{-1}) und auf $\text{lm}^{-2}\text{d}^{-1}$ umgerechnet.

Bei exfiltrierenden Bedingungen werden die gemessenen SRP Porenwasserkonzentrationen der Grabensedimente (c_{PO}) zur Bestimmung der P-Austauschrate über das Grundwasser genutzt ($A_{GR}=Q_{EXF} \cdot c_{PO}$). Da keine monatlichen Konzentrationen vorliegen, wurden die unter exfiltrierenden Bedingungen gemessenen SRP Porenwasserkonzentrationen (c_{PO}) in 0 cm Tiefe (Übergang von Sediment zur Wassersäule) gemittelt. Für MK1 wurden Konzentrationen von $0,131 \pm 0,005 \text{mg l}^{-1}$ SRP und für MK2 von $0,430 \pm 0,352 \text{mg l}^{-1}$ SRP ermittelt.

Bei infiltrierenden Bedingungen werden die mittleren SRP Grabenwasserkonzentrationen zur Berechnung des Grabenwasserfluxes herangezogen ($A_{GR}=Q_{GR} \cdot c_{GR}$).

Am Grabenstandort Mk1 konnten die Sedimentationsraten mittels Korrelation an den Abfluss gekoppelt werden ($r^2=0,99$, $p<0,0008$). Zur Ermittlung der *Phosphor Sedimentationsraten* (S_{GR}) wurden Mittelwerte der im sedimentierten Material ermittelten P-Gehalte gebildet ($3,3\pm 1,1\text{mg g}^{-1}\text{TS}^{-1}$) ($n=6$).

Sedimentationsraten an Mk2 werden durch eine einfache Abschätzung über die vorliegende Mächtigkeit der Grabensedimente von Mk1 zu Mk2 mit 3:1 über einen Faktor reduziert.

Die F_{GR} Tageswerte [$\text{mgm}^{-2}\text{d}^{-1}$] werden in Monatsmittelwerte umgerechnet [mgM^{-1}] auf den Grabenabschnitt bezogen [$\text{mg2000m}^{-2}\text{M}^{-1}$] und als monatliche Rate auf den betrachteten Flächenanteil ($\frac{1}{2}$ TA) in $\text{kgPha}^{-1}\text{M}^{-1}$ umgerechnet.

Teilbilanz zwischen Niedermoorboden und Grundwasserleiter (F_{SICK})

Die Phosphor Sickerwasserraten (F_S) werden aus der monatlichen Sickerwassermenge (Q_S) und den Sickerwasserkonzentrationen abgeschätzt.

An TB wurde Q_S aus MODFLOW ermittelt. Die Werte stimmen gut mit den Berechnungen der klimatischen Wasserbilanz überein.

An TA ist der Einfluss der klimatischen Bedingungen auf Q_S aufgrund des temporären Überstaus geringer. In den Monaten mit positiver klimatischer Wasserbilanz (Herbst bis Frühling) liegt an TA häufig ein fast flächendeckender Überstau vor. In diesen Perioden ist der Niederschlag für die Sickerwasserbildung an TA bedeutungslos. Hier wirken sich die während des Überstaus in MT3D ermittelten Sickerwasserraten aus. Während der Monate mit geringen Anteilen von Überstau überwiegt die Evapotranspiration die Niederschläge deutlich. Auch in diesen Monaten wirkt sich der Niederschlag mit Ausnahme starker Regenfälle kaum auf die Versickerung aus.

Um sowohl die durch Überstau verursachte Sickerwasserbildung als auch die auf den nicht überstauten Flächenabschnitten wirksame Versickerung aus der Differenz von Niederschlag und Verdunstung zu berücksichtigen, wurden die jeweiligen Anteile an TA flächengewichtet berechnet.

Dazu wurde eine auf dem Geländemodell basierende Ausweisung von wasserstandabhängigen Überstauplächen in SURFER8 durchgeführt, so dass eine Zuordnung der überstauten Flächenanteile von TA in cm Schritten (Wasserstand) möglich wurde. Die aus den täglichen

Pegelständen ermittelten Flächenanteile wurden in Monatsmittelwerte umgerechnet und mit den für Überstau typischen Sickerwasserraten belegt. In den übrigen Flächenabschnitten wurde die in MODFLOW erstellte Wasserbilanz zur Berechnung der Sickerwasserraten genutzt. Abschließend wurde aus den beiden Berechnungsansätzen eine flächengewichtete monatliche Sickerwasserrate [$\text{lm}^{-2}\text{M}^{-1}$] für TA berechnet.

Die monatliche SRP Sickerwasserkonzentration (c_S) wurde stark vereinfacht als die mittlere Grundwasserkonzentration des jeweils folgenden Monats abgeschätzt (TA: GWM G7, G8, G9; TB: GWM G7, G8, G9). Die so ermittelten Konzentrationen liegen in dem Bereich von phasenspezifischen c_S , die mit MT3D ermittelt wurden. Für den Zeitraum von September bis Dezember 2002 lagen keine Messungen vor. Für diese Monate wurden Mittelwerte der Monate Juni bis September 2002 veranschlagt.

Die P Sickerwasserrate (F_{SICK}) wurde aus Multiplikation von Sickerwasserrate und Sickerwasserkonzentration berechnet:

$$F_{SICK}[\text{mgm}^{-2}\text{M}^{-1}] = Q_S \times c_S \quad (20)$$

Abschließend wird F_{SICK} auf den Flächenanteil ($\frac{1}{2}$ TA; $\frac{1}{2}$ TB) in $\text{kgPha}^{-1}\text{M}^{-1}$ umgerechnet.

3.5.2 Erstellung von Phosphor Gesamtbilanzen

Die Erstellung der Gesamtbilanzen erfolgt auf verschiedenen zeitlichen und räumlichen Skalen. Um sowohl die Saisonalität als auch die unterschiedliche Funktion der betrachteten Teilabschnitte (TA und TB) als P-Senke und P Quelle darzustellen, werden in einem ersten Schritt monatliche Bilanzen für jedes Transekt dargestellt.

Die Bilanzierung der P-Retention oder –Freisetzung erfolgt mit:

$$F_{TA} = F_{\dot{U}} + F_{GR} \quad (21)$$

Sowie mit:

$$F_{TB} = F_{GR} \quad (22)$$

In einem zweiten Schritt wird die saisonale P Quellen und Senkenfunktion durch monatliche Bilanzen für das Testfeld (F_{TEST}) berechnet. Dazu wird die Summe der monatlichen Bilanzen aus F_{TA} und F_{TB} flächengewichtet berechnet.

Da davon ausgegangen werden kann, dass das Systemverhalten des Polders weitgehend durch die beiden Transekte des Testfeldes beschrieben werden kann, wurden abschließend die Bilanzierungsergebnisse auf das Poldergebiet übertragen. Die so ermittelten flächengewichteten monatlichen Raten [kgPM^{-1}] werden mit den monatlichen P Frachten des Mittelkanals verglichen (Hinweis auf Plausibilität).

Eine P Bilanzierung des Polders aufgrund von Frachtberechnungen aus den Jahren 2001-2002 liegt nur für vereinzelte Monate vor. Auf monatlichen Messungen basierende Bilanzrechnungen des Polder P-Haushaltes liegen jedoch für das feuchte Jahr 2007 vor. Zum Test der Plausibilität der Bilanzierungsergebnisse werden die berechneten Raten mit den gemessenen Raten des Jahres 2007 verglichen.

Um einen Gesamtüberblick über das Systemverhalten der verschiedenen Transekte zu erhalten, werden die mittleren Teilbilanzen (Zeitraum von 2 Jahren) in einem Fließschema dargestellt. Dazu wird die Software STAN (Cencic & Rechberger, 2008) zur Darstellung von Stoffflussanalysen genutzt. Hier werden sowohl Wasserbilanzen als auch P-Bilanzen der Transekte erstellt.

3.5.3 Ermittlung von Modellunsicherheiten (Fehlerfortpflanzung)

Bei der Fortpflanzung von Modellfehlern und Unsicherheiten kann davon ausgegangen werden, dass die Fehlerbereiche der einzelnen Teilbilanzen in die nachfolgende Berechnung mit eingehen und so zu einer Fehlerfortpflanzung führen. Aus diesem Grund werden die Unsicherheiten der Teilbilanzen und ihre Auswirkungen auf die Unsicherheit des Gesamtergebnisses berechnet. Entsprechend der Veröffentlichung von Hedbrant & Sörme, 2000 wurde der Grad der Unsicherheit in Daten unterschiedlicher Information und Herkunft (z.B. Messdaten und modellierte Daten) festgelegt. Bei den chemischen Messdaten wird dabei die gemessene Standardabweichung (STABW) herangezogen. Bei den aus Modellen abgeleiteten Daten wird eine Standardabweichung von $\pm 20\%$ (LaBaugh & Winter, 1984) festgelegt. In den einzelnen Bilanzkomponenten werden die Unsicherheiten basierend auf der Gaußschen Fehlerfortpflanzung für Multiplikation sowie für Addition Schritt für Schritt berechnet und gehen so in die Gesamtbilanz mit ein.

Für Multiplikation wird die Unsicherheit als Faktor berechnet durch:

$$m_{a,b} = m_a \cdot m_b$$

$$f_{ab} = 1 + \sqrt{(f_a - 1)^2 + (f_b - 1)^2} \quad (23)$$

Für Addition wird der Unsicherheitsfaktor berechnet durch:

$$\mathbf{m_{a+b} = m_a + m_b}$$

$$f_{ab} = 1 + \frac{\sqrt{[m_a \cdot (f_a - 1)]^2 + [m_b \cdot (f_b - 1)]^2}}{m_a + m_b} \quad (24)$$

4. Ergebnisse und Diskussion

4.1 Klimatische, Hydrologische und Geohydraulische Bedingungen

Klimatische Bedingungen

Die auf dem Testfeld ermittelte potenzielle Evapotranspiration überschreitet die langjährige mittlere Evapotranspiration (Gras-Referenzverdunstung) im Spreewald von 608 mm a^{-1} deutlich. Die 2002 gemessenen Jahreswerte sind mit 903 mm höher als die von 2001 (845 mm). Dietrich, 2003 berechnet mit Hilfe des Bodenwasserhaushaltsmodell *BOWAS* an Torfstandorten im Spreewald mit Flurabständen von 0,30 m mittlere Verdunstungsraten von etwa 700 mm a^{-1} . Bei Grundwasserständen, die auf Höhe der Wetterstation an TA im Jahresmittel (2001-2002) bei 0,05 m unter Flur liegen, ist demnach mit einer noch deutlich höheren Evapotranspiration zu rechnen, da die Evapotranspiration neben der Witterung, der Landnutzung und der Bodenart auf grundwassernahen Standorten besonders vom Grundwasserflurabstand abhängt (Mundel, 1982; Restrepo et al., 1998). Das wird in Berechnungen der Evapotranspiration auf Niedermoorgrasland bei Grundwasserflurabständen von 30 cm und 70 cm unter Flur deutlich, die Unterschiede von ca. 300 mm a^{-1} ergeben Behrendt et al., 1998.

Die reale Evapotranspiration wird durch eine Multiplikation der Gras-Referenzverdunstung mit den monatlichen Vegetationskoeffizienten (zwischen 1,0 und 1,1) für den Vegetationstyp Grasland der auch für die Berechnung der Verdunstung von Kleinseggenrieden geeignet ist, errechnet. Auf eine Spezifizierung der realen Verdunstung durch Verwendung höherer Vegetationskoeffizienten für Riede (Tabelle 1:) von 0,7 bis 2,15 (Tiemeyer et al., 2006) wird verzichtet, da die darin zusammengefasste Vegetationsgemeinschaft der Testfeldvegetation nur in den Uferbereichen entlang der Gräben entspricht.

Die jährliche reale Verdunstung liegt im Jahr 2001 berechnet für Grasland und Kleinseggen bei 889 mm und im Jahr 2002 bei 949 mm. Die auf dem Testfeld an TA durch geringe Flurabstände und Überstau sowie durch die Vegetation verursachten ermittelten Werte überschreiten die jährlichen Niederschläge deutlich.

Die Niederschläge des Untersuchungszeitraumes zeigen eine klare Differenzierung der Jahre 2001 und 2002 mit jährlichen Niederschlägen von 529 mm a^{-1} (2001) und 634 mm a^{-1} (2002).

Betrachtet man das korrigierte langjährige Mittel für die Spreewaldregion (Zeitreihe 1970-1999) mit 596 mm a^{-1} (Dietrich et al., 2003), so lässt sich das Jahr 2001 als mäßig trockenes und das Jahr 2002 als mäßig feuchtes Jahr klassifizieren (Abweichungen in einem Bereich von $\pm 11\%$ vom langjährigen Mittel). Bei der Verteilung der Niederschläge zeigt sich im Jahr 2002 eine Vielzahl von Regenereignissen mit Tagesniederschlägen $>10 \text{ mm}$ und $>20 \text{ mm}$, die gehäuft zwischen Frühling und Spätsommer auftreten. Maximale Tagesniederschläge des Jahres 2002 liegen bei $39,4 \text{ mm}$. Im Jahr 2001 liegen die maximalen Tagesniederschläge bei $19,4 \text{ mm}$ (Abbildung 15).

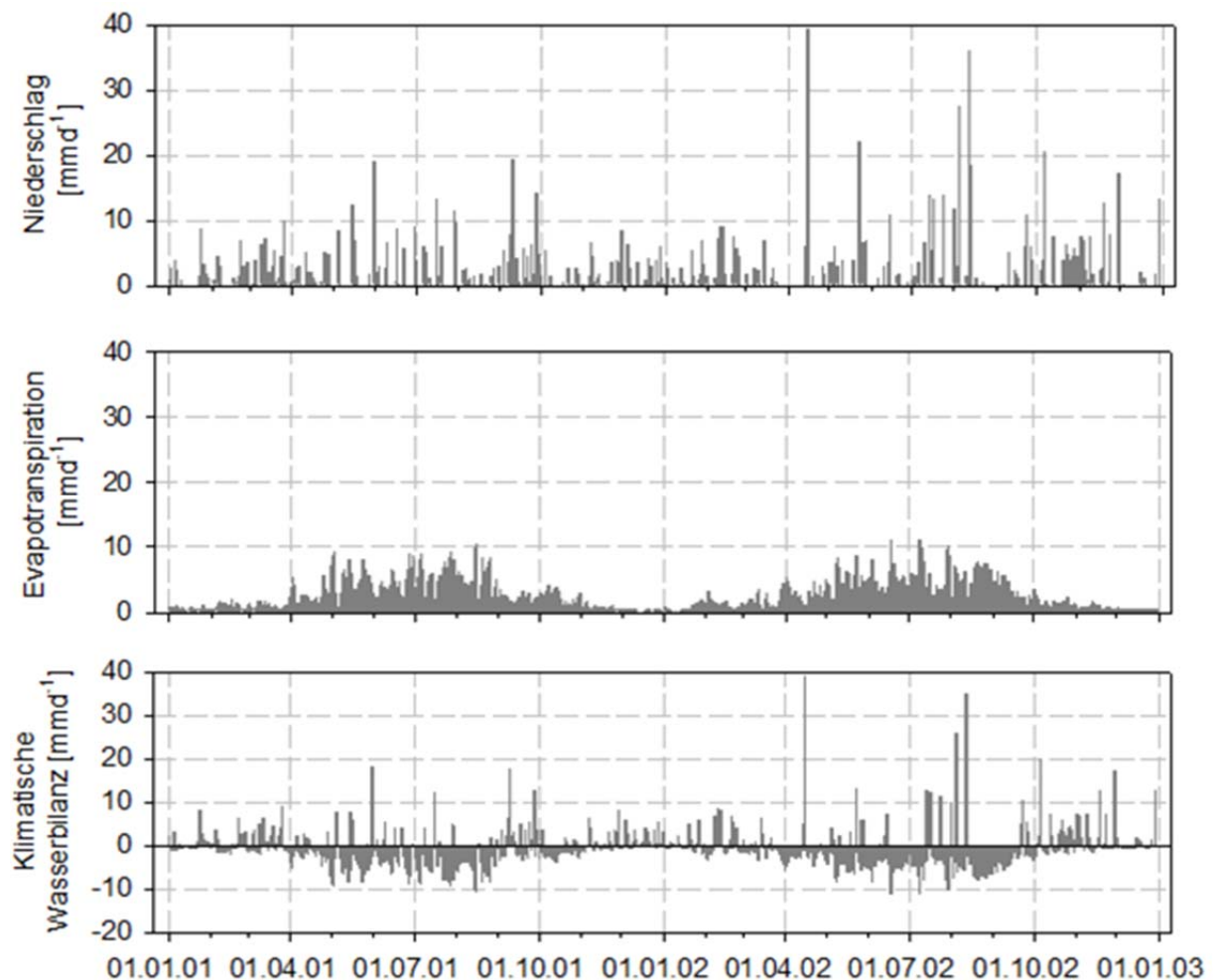


Abbildung 15: Täglicher Niederschlag, Evapotranspiration sowie die resultierende klimatische Wasserbilanz [mm d^{-1}], (2001 bis 2002).

Die aus der Differenz von Niederschlag und der Gras-Referenzverdunstung resultierende klimatische Wasserbilanz zeigt einen saisonalen Verlauf mit Defizitperioden von April bis Ende Oktober (2001) bzw. April bis Ende September (2002). Die lang anhaltenden Phasen

einer negativen klimatischen Wasserbilanz sind von vereinzelten, durch starke Regenfälle verursachten Überschussperioden von meist einem bis drei Tagen unterbrochen.

Insgesamt ergeben sich auf dem Testfeld an TA deutlich negative klimatische Jahresbilanzen von -316 mm im Jahr 2001 und -269 mm im Jahr 2002, was die Wirkung des hier betrachteten Systems als Zehrgebiet unterstreicht.

Eggelsmann, 1980 ermittelt klimatische Wasserbilanzen in vermoorten Gebieten, die zwischen -300 mm a^{-1} (trockene Jahre) und $+300 \text{ mm a}^{-1}$ (feuchte Jahre) schwanken. Dietrich et al., 2001 ermitteln in einem teilweise wiedervernässten, flachgründigen Versumpfungsmoor, Jahresdefizite in der klimatischen Wasserbilanz von -304 mm bei einer Gras-Referenzverdunstung von 834 mm.

Die erhobenen Daten unterstreichen den herausragenden Einfluss der Verdunstung auf den Wasserhaushalt in Feuchtgebieten. Dies wird auch dann deutlich, wenn man die klimatische Wasserbilanz der Feuchtgebietsstandorte mit der mittleren jährlichen klimatischen Wasserbilanz für den gesamten Spreewald vergleicht, die bei -11 mm liegt.

An TB kann aus dem saisonalen Verlauf der Grundwasserstände auf einen geringeren Einfluss der Evapotranspiration insbesondere während der späten Sommermonate geschlossen werden. Hier machen sich die zweifache Mahd des Grünlandes und die leicht erhöhten Grundwasserflurabstände bemerkbar. Kleinräumig auftretende Unterschiede der Evapotranspiration in Feuchtgebieten werden ebenfalls von Baird & Maddock 2005 sowie Doble et al., 2009 dokumentiert. Die Autoren führen diese Unterschiede auf eine ungleichmäßige Topographie, Vegetation und Nutzung zurück.

Hydrologische und geohydraulische Bedingungen

Die Wasserstände des Mittelkanals an TA, die repräsentativ für beide Gräben und Transekte vorgestellt werden, weisen über den gesamten Untersuchungszeitraum Schwankungen von 0,47 m auf und liegen zwischen 48,97 m ü. NN und 49,44 m ü. NN.

Bedingt durch eine angepasste Wassermanagementstrategie, die einen erhöhten Wasserrückhalt während der Wintermonate zum Ziel hat und das Trockenfallen der Niedermoorflächen während der Sommermonate abmindern soll, sind die mittleren Wasserstände des Winterhalbjahres 2001/2002 mit 49,29 m ü. NN gegenüber denen des

Winterhalbjahres 2000/2001 mit 49,22 m ü. NN erhöht (Tabelle 5:). Die Grabenwasserstände des Winterhalbjahres 2002/2003 sind dagegen mit denen von 2001/2002 vergleichbar.

Tabelle 5: Ausgewählte Kenngrößen der Grabenwasserstände (Mk1) für die Jahre 2001 und 2002.

	MW	Min	Max
2001	49,19	48,97	49,31
2002	49,26	49,05	49,44

Als Folge der erhöhten Winterwasserstände und durch erhöhte Niederschläge im Jahr 2002 bilden sich nur kurze Phasen mit Grabenwasserständen <49,20 m ü. NN aus. Diese Phasen beschränken sich auf Anfang bis Mitte April (Entwässerung) sowie auf eine einmonatige Phase von Mitte Juni bis Mitte Juli 2002. Im Jahr 2001 bildet sich dagegen eine lang anhaltende Phase (Juni bis November) mit Grabenwasserständen <49,20 m ü. NN aus, was zu einem Trockenfallen der Fläche führt. Ein signifikantes, jedoch nicht durch kontinuierliche Wasserstandmessungen dokumentiertes Trockenfallen der Fläche an TA wurde auch für die Frühlings- und Sommermonate des Jahres 2000 beobachtet.

Insgesamt weist das Jahr 2001 deutlich niedrigere Grundwasserstände auf als das Jahr 2002. Die Grundwasserstände an TA sind im Jahr 2001 im Normalfall etwa zwischen 0,05 m und 0,1 m niedriger als die des Jahres 2002. Nur im April 2002 sowie im Juni und Juli 2002 bilden sich kurzfristig Phasen mit niedrigeren Grundwasserständen aus (Abbildung 16).

Während im Jahr 2001 die Grundwasserstände bedingt durch niedrigere Grabenwasserstände und eine negative klimatische Wasserbilanz zwischen Juli und Oktober auf ein Minimum von 48,75 m ü NN absinken, kommt es im Jahr 2002 zu minimalen Grundwasserständen von nur 48,95 m ü NN. Nach starken Regenfällen im Juli und August steigen die Grundwasserstände bis auf 49,41 m ü NN (Hochwasser) an. Ein Anstieg der Grundwasserstände im Jahr 2001, verursacht durch starke Niederschläge, erfolgt dagegen erst im September.

An TB (hier nicht dargestellt) kommt es aufgrund einer erhöhten Topographie nur bei Wasserständen >49,40 m ü NN (Mk1) zu grabenabhängigen Überstaubedingungen. Sonst tritt das hoch anstehende Grundwasser in den topographisch niedrigeren Bereichen (in der Mitte der Fläche) aus und führt so zu lokalen Vorkommen von „Qualmwasser“ oder „Drainagewasser“. Diese Bereiche verfügen jedoch über keine hydraulische Anbindung an das Grabensystem.

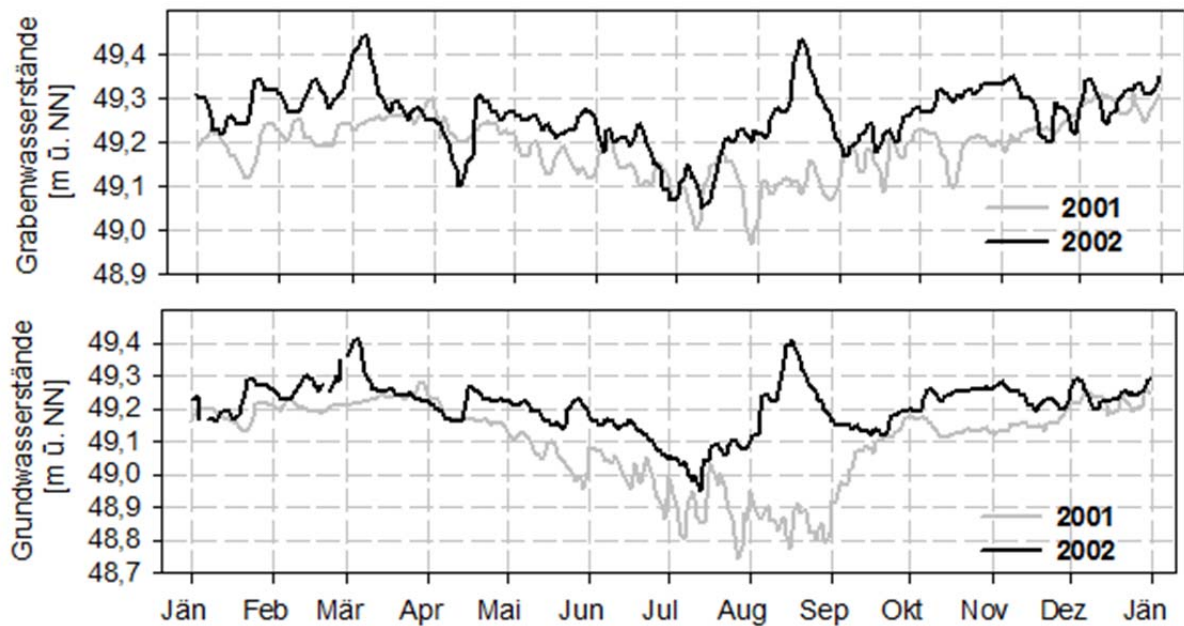


Abbildung 16: Vergleich täglicher Grabenwasserstände (Mk1) und Grundwasserstände G4-Logger, (2001 bis 2002).

Der Einfluss von Evapotranspiration, kapillarem Aufstieg und Infiltration

Aufgrund der hoch anstehenden Grundwasserstände und der daraus resultierenden guten Wasserversorgung kann die Feuchtgebietsvegetation Verdunstungswerte erreichen, die über den Verdunstungswerten freier Wasserflächen liegen kann (Dietrich et al., 2003; Dietrich et al., 2007). Dabei ist die Pflanzenwasserversorgung durch kapillaren Aufstieg nach Schindler et al., 2003 in verschiedenen Degradationsstufen von Niedermoorböden bis zu einem Grundwasserflurabstand von 0,7 m ausreichend. Schwärzel, 2000 ermittelt in verschiedenen degradierten Torfböden eine ungestörte Wassernachlieferung bis in Tiefen von 0,4 m. Durch Muddeschichten sowie durch Hystereseeffekte bei starken Grundwasserschwankungen im Tagesverlauf kann die Wasserversorgung jedoch phasenweise stark gemindert werden (Schwärzel, 2000, Schindler et al., 2003).

Während der Vegetationsphase führt die Feuchtgebietsvegetation auf dem Testfeld zu einer hohen Transpiration, die ein starkes Absinken der Grundwasserstände bewirkt. Dem entgegen wirken kapillarer Aufstieg und die Uferfiltration der Gräben, was zu ausgeprägten Tag-Nacht-Gängen der Grundwasserstände führt (Abbildung 17).

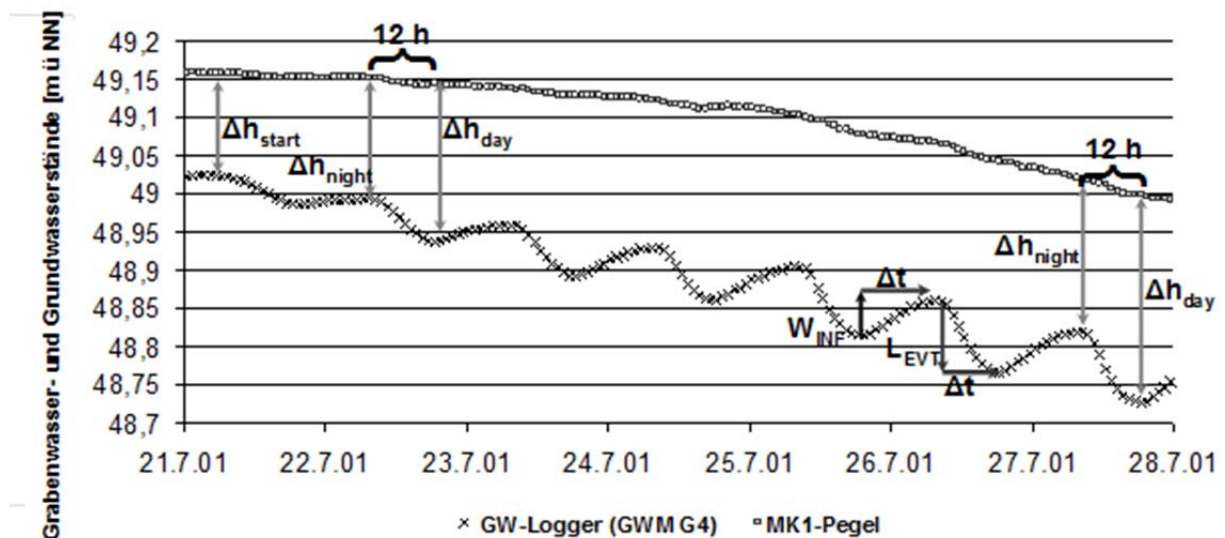


Abbildung 17: Stündliche Grabenwasser- (Mk1) und Grundwasserstandmessungen (G4-Logger) in einer Phase erhöhter Evapotranspiration.

Der während der Sonnenscheindauer anhaltende Effekt der Transpiration verursacht im Sommer bei hohen Temperaturen ein tägliches Absinken der Grundwasserstände von 5 cm bis 9 cm. Nach Snyder et al., 2003 ist die Transpiration der Pflanzen bei Nacht sehr stark bis völlig eingeschränkt. Entsprechend findet in den Nachtstunden eine Auffüllung des Bodenspeichers statt, der einen Wiederanstieg des Grundwassers in einer Größenordnung von 3 cm bis 6 cm bewirkt. Der Wiederanstieg wird durch den lateralen Zustrom von Uferfiltrat und kapillarem Aufstieg bewirkt. Diese Prozesse sind auch bei Tag wirksam, werden jedoch durch die dominante Evapotranspiration überlagert. Aus dem Verlauf der Grundwasserganglinie kann somit geschlossen werden, dass der Effekt der Evapotranspiration in den Sommermonaten eine potenzielle tägliche Grundwasserabsenkung von 8 cm bis 15 cm bewirken kann. Der hohe Wasserverlust durch Evapotranspiration wird durch die nächtliche Speicherauffüllung durch Infiltration und kapillarem Aufstieg abgeschwächt. In Summe führen die Wasserzehrenden und nachliefernden Prozesse zu einer täglichen Oszillation der Grundwasserstände und einem Absinken um $3,4 \text{ cm d}^{-1}$. Da die Grabenwasserstände ebenfalls sinken, bleibt der hydraulische Gradient zwischen Graben- und Grundwasser zwischen dem 24.07.01 und 28.07.01 annähernd gleich, so dass ein verstärkter Einfluss durch Infiltration ausgeschlossen werden kann. Der nächtliche Anstieg der Grundwasserstände ermöglicht eine Deckung des stark erhöhten Wasserbedarfs der Pflanzen in den Sommermonaten und verhindert ein steiles Abfallen des Grundwasserstandes.

Der Einfluss der Versickerung

Im Herbst und Winter sind die Wasserstände von TA bei Ausbildung von Überstaubedingungen durch geringe Schwankungen charakterisiert, die im Wesentlichen von der Höhe der Grabenwasserstände bestimmt werden. Klimatische Einflüsse spielen während dieser Zeit keine Rolle. Die während dieser Perioden im Vergleich zu den Grabenwasserständen ermittelten niedrigeren Druckhöhen in den GWM (ca. 0,03 m in einer Tiefe von 1,5 m-2,0 m) widerspiegeln die Versickerung von Überstauwasser.

Bei einsetzendem Überstau in den Herbstmonaten kommt es zu einer kontinuierlichen Auffüllung des Bodenspeichers durch vertikal versickerndes Überstauwasser und lateral zuströmendes Grabenwasser (Uferfiltrat). In Abbildung 18 sind die Graben- und Grundwasserstandentwicklung bei einsetzendem Überstau abgebildet. Es bildet sich ein mittlerer Anstieg der Grundwasserstände von $1,7 \text{ cm d}^{-1}$ aus, was bei einer effektiven Porosität von $\sim 10\%$ zu einer überschlägig berechneten Sickerwasserrate von $1,7 \text{ mm d}^{-1}$ führt.

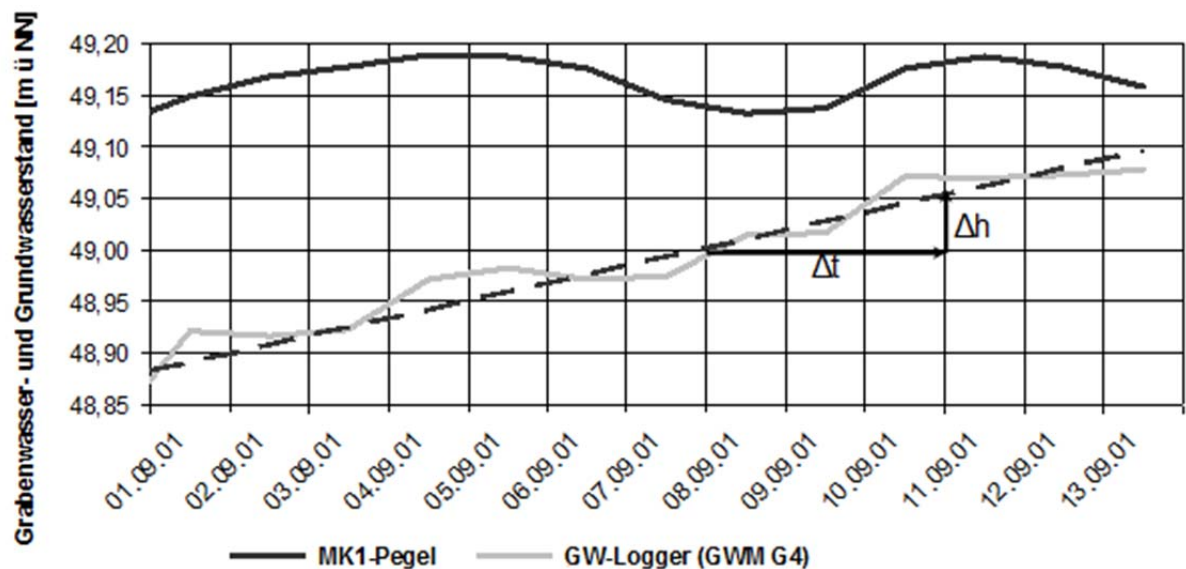


Abbildung 18: Tägliche Grabenwasser- (Mk1) und Grundwasserstände (G4-Logger) (01.09.01-13.09.01) bei schnell einsetzendem Überstau.

Intensive Regenfälle an TA während überstaufreien Phasen führen ebenfalls zu einer schnellen Auffüllung des Bodenspeichers. Mittlere Grundwasseranstiege von 120 mm bei Niederschlägen von 10 mm (hier nicht dargestellt) ergeben grobe Abschätzungen der effektiven Porosität von 8%, was gut mit der von Sauerbrey & Schmidt, 1993 dokumentierten geringen Porosität von Mulm Standorten übereinstimmt.

An TB führen Niederschlagsereignisse aufgrund der im Vergleich zu TA stärker ausgeprägten ungesättigten Zone auch zwischen Herbst und Winter zu einer effektiven Auffüllung des Bodenspeichers.

Der Austausch zwischen Grabenwasser und Grundwasser

Abbildung 19 zeigt den Grabenwasserstand (Mk1) und den Grundwasserstand an TA während des Modellierungszeitraumes von 2001-2002. Es wird deutlich, dass annähernd während der gesamten Periode an TA infiltrierende Bedingungen vorherrschen. Nur bei intensiven Grabenabsenkungen können sich auf einige Tage begrenzt exfiltrierende Bedingungen etablieren. Bei hohen Grabenwasserständen >49,20 m ü NN bilden sich im Winterhalbjahr Phasen annähernd gleicher Graben- und Grundwasserstände aus. Diese Phasen widerspiegeln in der Regel Überstaubedingungen.

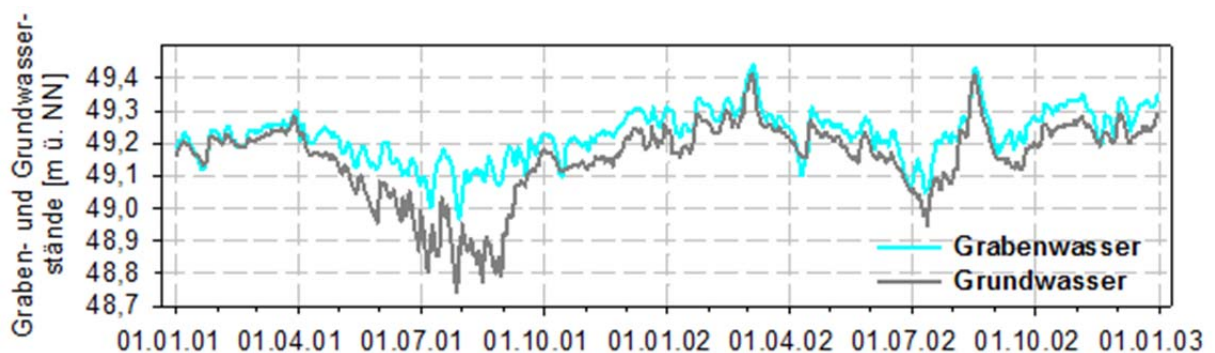


Abbildung 19: Tägliche Grabenwasser- (MK1) und Grundwasserstände (G4-Logger), (2001 bis 2002).

Die im Vergleich zu TA um 0,1 m erhöhten Grundwasserstände führen an TB über den Betrachtungszeitraum zur Ausbildung von vorwiegend exfiltrierenden hydraulischen Bedingungen. Lediglich im Sommerhalbjahr zwischen Mai und September kann es an TB durch eine erhöhte Evapotranspiration zu einer länger andauernden Umkehr der Grundwasserfließrichtung mit Ausbildung infiltrierender Bedingungen kommen. Kurzfristige Phasen der Infiltration bilden sich an TB zudem bei Grabeneinstau aus. Die sich ausbildenden hydraulischen Gradienten sind in Phasen der Uferfiltration infolge einer geringeren Evapotranspiration jedoch deutlich geringer als an TA (Gabriel et al., 2006).

Der Hydraulische Gradient

Generell nehmen sowohl bei der Infiltration an TA als auch bei der Exfiltration an TB die hydraulischen Gradienten mit zunehmender Entfernung von den Gräben ab (Dietrich et al.,

2003; Dietrich et al., 2007). Bei Infiltration (Sommermonate) sind sie an TA deutlicher ausgeprägt als an TB. In den Wintermonaten bilden sich an TB ausgeprägte Exfiltrationsphasen aus, während sich an TA weitgehend stagnierende Bedingungen einstellen, was auf den Flächenüberstau zurückzuführen ist. Der abnehmende Einfluss der Grabenwasserstände auf die Grundwasserstände mit zunehmender Entfernung vom Graben geht auch aus (Abbildung 20) hervor.

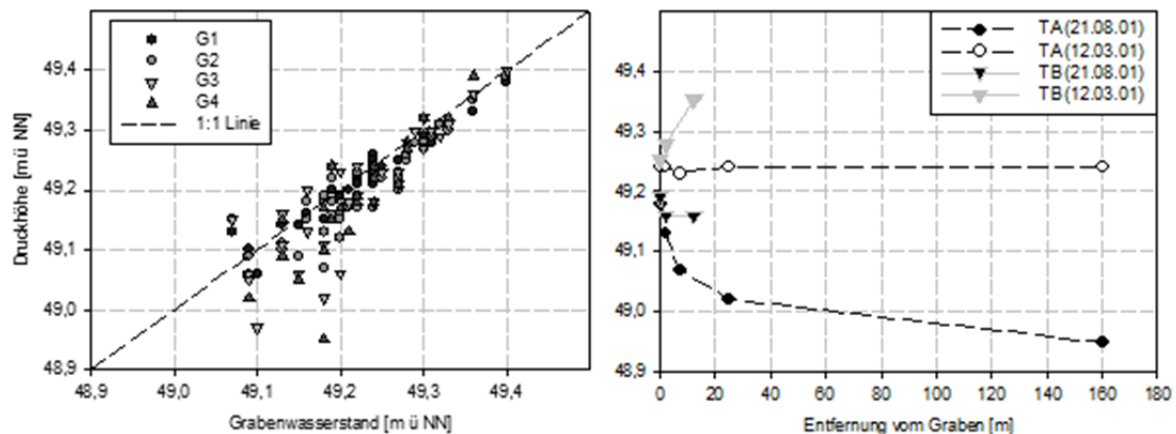


Abbildung 20: Ausbildung der Grundwasser- und Grabenwasserstände (Mk1 und Mk2) unter saisonalen (links) und räumlichen Aspekten (rechts).

Hier sind die in den GWM G1-G4 ermittelten Druckhöhen gegen die der Grabenwasserstände (Mk1) aufgetragen. Mit zunehmender Entfernung vom Graben kommt es bei Grabenwasserständen <49,20 m ü NN zu deutlichen Abweichungen zwischen Grabenwasserstand und der Druckhöhe in den Grundwasserpegeln. In der Regel unterschreiten die Druckhöhen in den Grundwasserpegeln die Grabenwasserstände deutlich. Ursache für die Abnahme der Grundwasserstände mit zunehmender Entfernung vom Graben ist der verstärkte Einfluss der Evapotranspiration. Das lateral in die Fläche strömende Grabenwasser kann die durch die Evapotranspiration verursachten hohen Wasserdefizite nicht vollständig ausgleichen.

Exfiltrierende Bedingungen treten dagegen an TA nur kurzfristig, bei Regenereignissen, oder bei kurzfristiger Grabenabsenkung (Entwässerung) auf.

An TB übertreffen die Wasserstände in den Grundwassersonden die Grabenwasserstände deutlich. Ausnahmen ergeben sich in den Sommermonaten oder kurzfristig nach Grabeneinstau.

Der Einfluss von übergeordneten Grundwassersystemen

Um das Grundwassersystem auf einen möglichen Einfluss von zuströmenden Grundwasser aus größeren Tiefen zu testen, wurden die Druckhöhen in flachen GWM (1,5 m-2,0 m Filtertiefe) mit den Druckhöhen in tieferen GWM (5,5 m-6,0 m Filtertiefe) verglichen. Grundsätzlich zeigen die Druckhöhen in den grabenfernen GWM G3 und G4 in beiden Tiefen eine gute Übereinstimmung. Dies trifft insbesondere bei Grundwasserständen $<49,15$ m ü NN zu. Bei Grundwasserständen und Überstaubedingungen zwischen $49,15$ m ü NN bis $49,40$ m ü NN kommt es in den grabenfernen Messstellen tendenziell zu den bereits erwähnten niedrigeren Druckhöhen in den tieferen GWM, die eine abwärts gerichtete Fließbewegung (Versickerung) anzeigen. Diese Tendenz wird ebenfalls zwischen Überstauwasser und dem oberflächennahen Grundwasser nachgewiesen.

Die Druckunterschiede weisen auf Versickerung und einen Abstrom von Grundwasser in einem übergeordneten Grundwassersystem hin. Dieses dürfte in größeren Tiefen einen lateralen Transport des Grundwassers über die Grenzen des Testfeldes hinaus bewirken.

Erhöhte Druckhöhen in den tieferen GWM, die einen Zustrom von tiefem Grundwasser in die oberflächennahen Bereiche anzeigen, wurden im grabenfernen Grundwasser nur für vereinzelte Fälle nachgewiesen. Ein kontinuierlicher Einfluss durch Zustrom von tiefem Grundwasser am Testfeld konnte somit nicht ermittelt werden (Anhang A-I).

4.2 Geohydraulische Modellierung

Der Aufbau von 2D geohydraulischen Modellen und die Erstellung verschiedener Modellvarianten für TA wird in Kapitel 3.3 beschrieben.

4.2.1 Modellkalibrierung

Der Abgleich gemessener und modellierter Grundwasserstände erfolgt an TA zunächst über die in der Mitte des Testfeldes installierte GWM G4 mit täglichen Pegeldaten. Da die Bestimmung der Austauschraten zwischen Grabenwasser und Grundwasser im Fokus der Untersuchungen stand, ist die Abbildung der grabennahen Gradienten von besonderer Bedeutung. Deshalb wurde zusätzlich eine „Feinjustierung“ über die Grundwasserstände in

den GWM G2 und G3 durchgeführt, die im zweiwöchentlichen bis monatlichen Turnus vorliegen.

Am TB wurde der Abgleich der Grundwasserstände an der GWM G8 durchgeführt und durch G7 und G9 ergänzt. Für TB liegen vierzehntägige bis monatliche Abstichmessungen vor.

Geohydraulische Eingangsgrößen wie k_f -Werte, Speicherkomponenten S_s , S_y bzw. Porosität wurden nicht im Gelände erhoben, sondern zunächst näherungsweise abgeleitet (Kapitel 4.1) aus der Literatur entnommen und während der Kalibrierung angepasst.

Für die Kalibrierung einzelner Parameter wurden verschiedene relevante hydraulische und klimatische Phasen an TA ausgewählt. Der so ermittelte Eingangsdatensatz von TA konnte anschließend auf TB übertragen werden.

Die wesentlichen Anpassungen ausgewählter Parameter werden im Folgenden diskutiert.

Hydraulische Leitfähigkeit k_f -Wert

In Modellvariante MOD1 stellt der k_f -Wert in der obersten Schicht eine durchlässige, fiktive Schicht dar, in der die Überstauverhältnisse abgebildet werden können. Sie wurde mit einem k_f -Wert von $0,99 \cdot 10^9 \text{ md}^{-1}$ veranschlagt. Wilsnack et al., 2001 und Restrepo et al., 1998 berücksichtigen bei ähnlichen Anwendungen für die Darstellung des Oberflächenabflusses in Feuchtgebieten den durch die Vegetation verursachten Fließwiderstand durch Übertragung des Rauigkeitsbeiwertes (Mannings n) in einen abgeminderten k_f -Wert, in einer über der Geländeoberkante verlaufenden fiktiven Schicht. Im vorliegenden Fall führt eine Modifikation der Durchlässigkeit zu keiner Verbesserung der Modellanpassung und ist besonders für 3D Modelle relevant.

Die k_f -Werte von Torfhorizonten nehmen mit zunehmender Degradierung ab und liegen häufig bei $<1,0 \text{ md}^{-1}$. Für Holztorfe werden k_f -Werte zwischen $0,4 \text{ md}^{-1}$ (stark entwässert) und 10 md^{-1} (Trockenrisse) angeführt. Zeitz, 1991 dokumentiert für Holztorfe schwach bis mittel veränderter Fens und Erdfens mittlere k_f -Werte zwischen $0,6 \text{ md}^{-1}$ und $2,0 \text{ md}^{-1}$. Im vorliegenden Fall wurde die beste Modellanpassung bei einer hydraulischen Leitfähigkeit von $1,5 \text{ md}^{-1}$ erzielt.

Die k_f -Werte des alluvialen fS-mS Horizontes wurden in erster Näherung aus der Literatur entnommen. Im Bereich des westlichen Sommerpolders liegen sie zwischen 2 md^{-1} und 12 md^{-1} . Für das Modell wurde ein mittlerer k_f -Wert von 7 md^{-1} ermittelt.

Speicherkomponente S_y

Für eine Abschätzung der S_y Werte wurde der Grundwasserspiegelanstieg bei Regenereignissen herangezogen (Kapitel 4.1) und S_y nach Formel 7 näherungsweise berechnet. Im weiteren Verlauf des Kalibrierungsprozesses wurden die Speicherkoeffizienten weiter angepasst.

In MOD1 wurde die oberste, den Überstau simulierende Schicht 1 mit $S_y = 0,99 \cdot 10^9$ veranschlagt. Für den Torfhorizont führte die Kalibrierung der Modell Varianten MOD1 und MOD2 zu einem S_y von 0,18. Dieser Wert wurde im Zuge der Kalibrierung ebenfalls für den unterliegenden Aquifer ermittelt.

Eine spezifische Anpassung von S_y erfolgte in MOD3, das eine Trockenphase bei niedrigen, stark schwankenden Grundwasserständen darstellt. Das Trockenfallen der Torfe führt zu einer Abnahme der Benetzbarkeit der Bodenaggregate, die zu einer Zunahme der Infiltrationsrate und Abnahme der insgesamt gespeicherten Wassermenge führt (Blankenburg et al., 2001). Diese Benetzungshemmungen werden in der Natur verstärkt an pedogen veränderten Oberböden festgestellt (häufigeres Trockenfallen). Die Zunahme der Benetzungswiderstände führt dazu, dass die Aggregate bei kurzzeitiger Befeuchtung (etwa bei einem sommerlichen Starkregenereignis) nicht an der Wasserspeicherung teilnehmen. Nur der äußere Randbereich der Aggregate wird befeuchtet, während das Wasser nicht ins Innere der Aggregate vordringt. In Trockenperioden trocknen die Böden zunehmend aus. Als Folge kommt es zu einem schnellen Anstieg und Abfallen der Grundwasserstände (Kapitel 2.2.2). Bei anhaltenden Überstaubedingungen werden die Benetzungswiderstände überwunden (Blankenburg et al., 2001), die Quelfähigkeit der Torfe nimmt wieder zu. Bradley, 2000 verbessert bei einer Grundwassermodellierung in einem Niedermoor mit saisonalen Wasserstandsschwankungen bei Berücksichtigung der jahreszeitlich bedingten Veränderungen der Speichereigenschaften (S_y) des Torfes die Modellanpassung. Durch eine Anpassung des S_y in Layer 1 (Torf) von 0,18 auf 0,055 kann die auf dem Testfeld gemessene schnelle Speicherauffüllung bei kurzen, intensiven Niederschlagsereignissen sowie die schnelle Speicherentleerung durch die Evapotranspiration gut abgebildet werden.

Durchlässigkeit des Flussbettes C_{Riv}

Die Durchlässigkeit der Grabensohle C_{Riv} wird als *streambed conductivity* im *River package* von MODFLOW parametrisiert (Kapitel 3.3). In Studien, die sich mit Wechselwirkungen von Grundwasser- und Oberflächenwasser beschäftigen, wird die Fluss- oder Grabensohle meistens als Schicht gleicher Mächtigkeit und einer geringen gesättigten hydraulischen Durchlässigkeit betrachtet (Leek et al., 2009). Andere Studien belegen, dass die Sedimente von Flüssen und Gräben einer ausgeprägten räumlichen Variabilität unterliegen (Stanford & Ward, 1988; Sophocleous, 2002).

An den Beprobungspunkten Bk1, Mk2, Bk2 und in der permanent überstauten Übergangszone von Mk1 ließen sich mittlere Sedimentmächtigkeiten von 0,1 m ermitteln. Die äußerlich kolmatisierte Grabensohle von Mk1 wies dagegen eine mittlere Mächtigkeit von 0,3 m auf. Die Unterschiede der Grabensedimente sind im Wesentlichen von den Sedimentationsbedingungen abhängig. Die deutliche Ausweitung des Fließquerschnittes im Rückstaubereich von Mk1 und die damit verbundene Fließgeschwindigkeitsreduktion führen zu einer erhöhten Sedimentation. Kleinräumig treten ebenfalls große Heterogenitäten der Sedimentmächtigkeit auf (Mk1: 0,12 m-0,45 m; übrige: 0,02 m-0,20 m). Die Sedimentmächtigkeiten an den steilen Grabenböschungen sind aufgrund des Neigungswinkels gering. Aufgrund des geringen Verhältnisses der Grabensohlbreite zur Grabentiefe zwischen 1,7 (Bk1) bis 3,2 (Mk1), durch das hoch anstehende Grundwasser und den deutlich geringeren seitlichen Fließwiderstand ist mit einem erheblichen Austausch über die Grabenböschung zu rechnen (Hunt et al., 2006). Da es bei der hier behandelten Fragestellung nicht um die kleinräumige Differenzierung unterschiedlicher Sohldurchlässigkeiten und ihre räumlich hoch aufgelöste Auswirkung auf Fließpfade und Habitate, sondern um die Berechnung von Austauschraten bei systemtypischen Bedingungen geht, reicht die Angabe mittlerer Sedimentmächtigkeiten aus.

Die Schwankungsbreite von k_f -Werten für Mudden ist beträchtlich. Generell werden sie als gering- (10^{-7} bis 10^{-5} ms^{-1}) bis sehr gering durchlässig ($<10^{-7} \text{ ms}^{-1}$) beschrieben. Chmielecki, 2006 ermittelt Werte in Mudde Horizonten von $1,62 \cdot 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ bis $1,16 \cdot 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$. Blankenburg, 2001 ermittelt eine hydraulische Durchlässigkeit von $6,94 \cdot 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$ bis $1,16 \cdot 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$. Der mögliche Schwankungsbereich umfasst damit annähernd 3log Stufen.

Die Kalibrierung der Sohldurchlässigkeit wurde bei Phasen mit geringen Einflüssen von Niederschlag und Evapotranspiration und möglichst deutlichen Grabenwasserstandsänderungen durchgeführt und die Auswirkungen auf die grabennahen Grundwasserstände bei unterschiedlichen Sohldurchlässigkeiten getestet. Daraus ergaben sich erste Abschätzungen der Durchlässigkeiten von C_{RIV} von $583,3 \text{ m}^2\text{d}^{-1}$ bis $3,5 \text{ m}^2\text{d}^{-1}$ für MK1 bzw. von $1750 \text{ m}^2\text{d}^{-1}$ bis $10,5 \text{ m}^2\text{d}^{-1}$ für die übrigen Grabenabschnitte. Bei Durchlässigkeiten $<10 \text{ m}^2\text{d}^{-1}$ nahm der Austausch zwischen Graben und Grundwasser stark ab und konnte nur durch eine etwa 10fache Erhöhung der k_f -Werte des Aquifers kompensiert werden. In diesem Fall konnte jedoch keine Anpassung zwischen den Modellergebnissen und den gemessenen grabennahen Grundwasserständen erreicht werden (deutliche Unterschätzung). Bei Durchlässigkeiten von $>10 \text{ m}^2\text{d}^{-1}$ bis zu mehreren $100 \text{ m}^2\text{d}^{-1}$ kam es zu einer guten Anpassung der grabennahen und grabenfernen Grundwasserstände. Die endgültige Anpassung bei einem vorgegebenen k_f -Wert im alluvialen Aquifer von $7 \text{ m}^2\text{d}^{-1}$ ergab mittlere Sohldurchlässigkeiten für MK1 von $200 \text{ m}^2\text{d}^{-1}$ und von $500 \text{ m}^2\text{d}^{-1}$ für die übrigen Grabenstandorte. Das entspricht mittleren k_f -Werten von $3,97 \cdot 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ für MK1 und $5,51 \cdot 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ für die übrigen Grabenstandorte.

Evapotranspiration (ET)

In Feuchtgebieten nimmt der Anteil der Transpiration während der Vegetationsperiode häufig eine herausragende Rolle in der Wasserbilanz ein. Tiemeyer et al., 2006 erreichen in einem wiedervernässten Feuchtgebiet nach Anpassung der Evapotranspiration durch die Vegetationskoeffizienten phasenweise nur schlechte Modellanpassungen, die sie auf eine limitierte Anwendungsmöglichkeit der Vegetationskoeffizienten zurückführen. Die Koeffizienten repräsentieren mittlere Verhältnisse und können somit spezifische saisonale Aspekte der Pflanzenentwicklung und spezifische räumliche Aspekte eines individuellen Standortes nur unzureichend abbilden. Zhou & Zhou, 2009 erreichen bei einer hydrologischen Modellierung in einem schilfbedeckten Marschgebiet erst eine deutlich verbesserte Modellanpassung, nachdem sie anstelle von monatlichen Vegetationskoeffizienten tägliche Koeffizienten entwickeln. Neben einer Modifikation der realen Verdunstung (ET_a) als Eingangsparameter durch veränderte Vegetationskoeffizienten wird in MODFLOW die Evapotranspiration durch die Auswahl der Wirtktiefe der Verdunstung verändert (Baird & Maddock 2005; Doble et al., 2009). Diese als Extinktionstiefe bezeichnete Größe kann in MODFLOW für die einzelnen Zellen definiert und bei instationärer Modellierung für jeden Zeitschritt modifiziert werden. Baird & Maddock 2005 ermitteln bei der Anwendung des

üblichen Evapotranspiration packages in MODFLOW eine deutliche Überschätzung der Evapotranspiration in Feuchtgebieten von Arizona von 238% und führen dies maßgeblich auf einen unzureichenden, linearen Berechnungsansatz der Evapotranspiration und auf eine ungenügende Berücksichtigung der topographischen Diversität sowie der zeitlichen Variabilität der Grundwasserstände zurück. Um Aspekte wie Vegetationsperiode und Grundwasserschwankungen (mit Überstau, oszillierenden Grundwasserständen und Trockenphasen), die einen direkten Einfluss auf die reale Verdunstung des Testfeldes ausüben, auf einfache Weise zu berücksichtigen, wurde in Abhängigkeit von saisonalen Aspekten und Grundwasserständen eine grobe Klassifizierung der Extinktionstiefe durchgeführt. Die Ermittlung einer angepassten Extinktionstiefe fand für MOD2 anhand der berechneten realen Verdunstungswerte für Seggen Gesellschaften statt. Eine Phase mit stark wechselnden Grundwasserständen und abnehmenden Temperaturen zwischen Oktober 2001 und Ende November 2001 wurde herangezogen. Bei folgender Klassenbildung ergaben sich gute Übereinstimmungen zwischen berechneter und modellierter Evapotranspiration auf der Fläche:

- 0,1 m Winter/Frühling/Herbst bei Grundwasserständen > GOK
- 0,3 m Frühling/Herbst bei Grundwasserständen von 0,0 m-0,2 m u. GOK
- 0,6 m Sommer/Frühling/Herbst bei Grundwasserständen >0,2 m u. GOK.

Neben den Grundwasserständen und den jahreszeitlichen Aspekten wurden in Übergangsphasen die mittleren Monatstemperaturen als Kriterium berücksichtigt. Dabei wird in den Übergangszeiten von Frühling und Herbst bei mittleren Temperaturen $>12^{\circ}\text{C}$ die höhere und bei Temperaturen $<12^{\circ}\text{C}$ die geringere Extinktionstiefe parametrisiert. Die Ergebnisse der Anpassungsphase sind in Abbildung 21 dargestellt. Durch die Klassifizierung der Extinktionstiefen konnte eine gute Übereinstimmung zwischen der berechneten und der modellierten Evapotranspiration erzielt werden. Bei Verwendung von feststehenden Extinktionstiefen kam es dagegen zu deutlichen Über- oder Unterschätzungen der realen Evapotranspiration. Die Ergebnisse der Kalibrierung wurden für die Modelle MOD2 und MOD3 angewendet. Für die Monate extremer Evapotranspiration Juli und August des Jahres 2001 (MOD 3) kommt es an TA mit dem verwendeten Ansatz dennoch zu einer Unterschätzung der gemessenen realen Evapotranspiration, die bei etwa 20% liegt. Anpassungen der Evapotranspiration waren hier nur bei unrealistisch hohen Extinktionstiefen $\geq 2\text{m}$ Tiefe möglich und verursachten schlechte Modellanpassungen. Die gemessene reale

Verdunstung setzt eine uneingeschränkte Versorgung der Vegetation mit Wasser voraus (Kapitel 2.3). Berücksichtigt man Ergebnisse von Schwärzel, 2000 und Schindler et al., 2004, die einen starken Rückgang des pflanzenverfügbaren Wassers auf degradierten Niedermoorstandorten durch oberflächennahe Muddeschichten und Hystereseeffekte ermitteln, ist es unwahrscheinlich, dass die berechnete reale Verdunstung der Sommermonate tatsächlich erreicht wird. Der für TA erstellte Ansatz zur Berechnung der Extinktionstiefen wird in das Model MODTB übertragen.

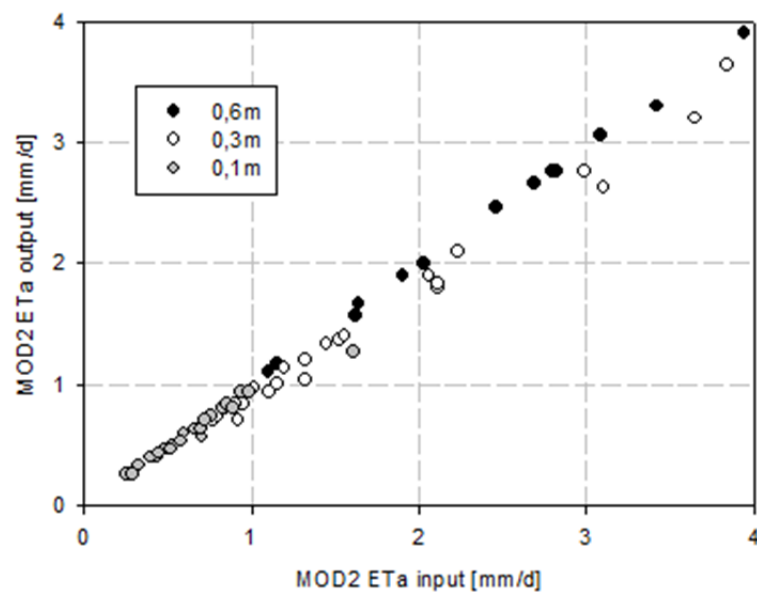


Abbildung 21: Abgleich zwischen gemessener realer Evapotranspiration und mit MODFLOW modellierter Evapotranspiration zwischen Oktober und November 2001.

4.2.2 Modellanpassung

Abbildung 22 und Abbildung 23 zeigen die Anpassung der modellierten Grundwasserstände an die gemessenen Grundwasserstände für TA und TB. An beiden Transekten konnte eine gute Anpassung erzielt werden. Die Modellanpassung wird unter Nutzung des Nash-Sutcliffe-Modelleffizienz- Koeffizienten (NSK) berechnet (Nash et al., 1970) und ist in Tabelle 6 zusammengefasst. Die Modelleffizienz wird in den jeweiligen Modellanpassungen dargestellt und nach Kalibrierungsperiode und Validierungsperiode unterschieden.

Die 3 spezifischen Modellvarianten (MOD1, MOD2 und MOD3) geben die gemessenen Grundwasserstände an TA gut wieder, was sich in einem NSK von $R^2=0,88$ niederschlägt.

Tabelle 6: Modellanpassung (NSK) an TA und TB sowie in Kalibrierungs- und Validierungsphasen.

Modell	Kal./Val.	Nash-Sutcliffe-Koeffizient (R^2)	Transekt, Anzahl (n)
MOD1, MOD2 MOD3	Kal.+Val.	0,88	TA, (730)
MODTB	Kal.	0,81	TB, (33)
MOD1	Kal.	0,78	TA, (95)
MOD1	Val.	0,58	TA, (207)
MOD2	Kal.	0,86	TA, (80)
MOD2	Val.	0,56	TA, (277)
MOD3	Kal.	0,69	TA, (71)

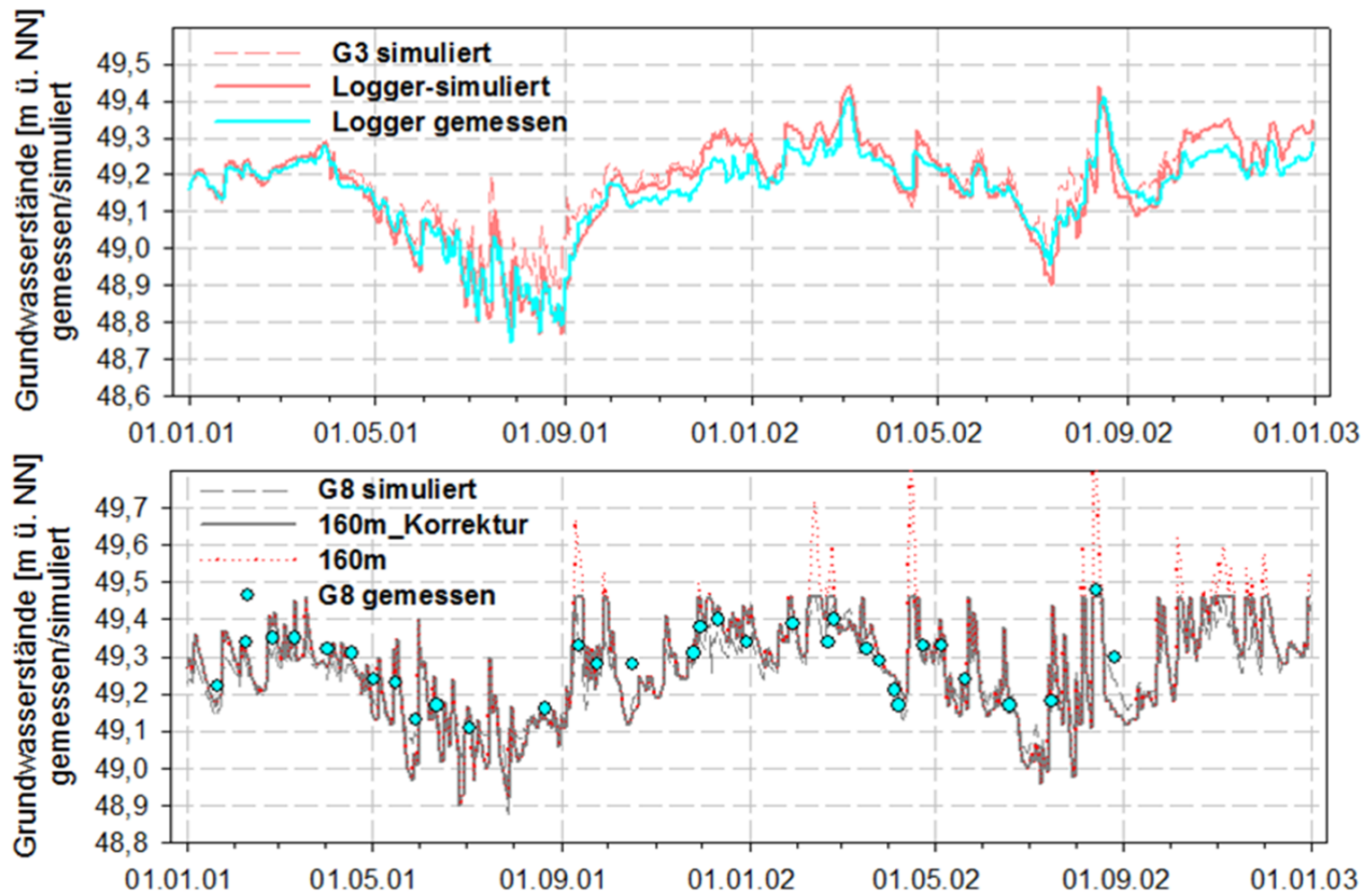


Abbildung 22: Gemessene und modellierte Grundwasserstände an TA (G4-Logger) und TB (G8) von (2001 bis 2002).

Auch für die einzelnen Modellanpassungen wurden zufriedenstellende bis gute Modellanpassungen erzielt.

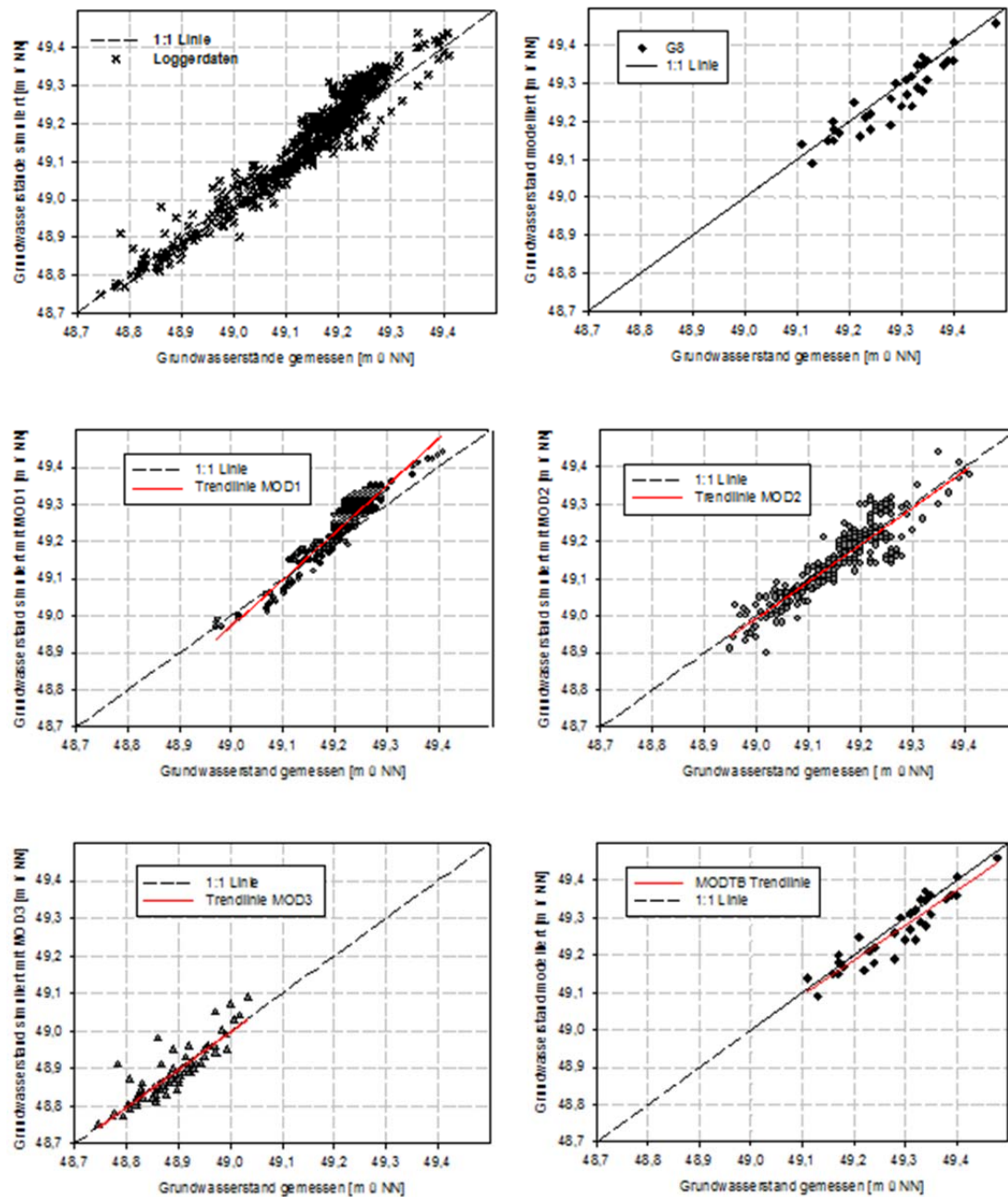


Abbildung 23: Modellanpassungen von TA und TB und in den Modellvarianten an TA (MOD1, MOD2, MOD3).

Bei kompletten Überstaubedingungen an TA kommt es zu einer systematischen Überschätzung der Grundwasserstände durch die Modellvariante MOD1. Hier widerspiegelt der Verlauf der modellierten Grundwasserstände die Grabenwasserstände. Die gemessenen

Druckhöhen im oberflächennahen grabenfernen Grundwasser liegen dagegen häufig um 0,01-0,03 m niedriger als die Grabenwasserstände (Kapitel 4.1), was auf Messungenauigkeiten zurückgeführt werden kann. Schließt man Messungenauigkeiten aus, widerspiegeln die geringeren Druckhöhen in den GWM die Versickerung von Überstauwasser, die von MOD1 nicht adäquat dargestellt werden kann. Die Ursache hierfür liegt in dem begrenzten Modellraum. Das naheliegende Abströmen von Grundwasser in größeren Tiefen aus dem lokalen Grundwassersystem (Kapitel 4.1) kann von dem Modell nicht abgebildet werden. Stagnierende Bedingungen bei Überstau wirken sich jedoch nicht auf den Phosphor-Austausch zwischen den Flächen und dem Grabensystem aus. Bei Grundwasserständen <49,20 m ü NN gibt die Modellvariante MOD1 die Grundwasserstände gut wieder.

Der mittlere Fehler der Modellvariante MOD2 beträgt 0,004m. Maximale Über- und Unterschätzungen der Grundwasserstände durch das Modell liegen bei 0,13 m und -0,12 m. In der Kalibrierungsphase wird ein NSK von $R^2=0,86$ erreicht. Bei der Validierung nimmt der NSK auf $R^2=0,56$ ab. In den Validierungsphasen von MOD2 kommen auch kurze Phasen kompletter Überstaubedingungen sowie Phasen mit zunehmendem Trockenfallen der Fläche vor, was den Rückgang der Modellanpassung erklärt.

MOD3 weist einen mittleren Fehler von 0,003 m bei einer maximalen Überschätzung der Messwerte von 0,13 m und einer maximalen Unterschätzung von -0,06 m auf. Vereinzelt deutliche Unter- und Überschätzungen der resultierenden Grundwasserstände nach starken Regenereignissen und trockenen Phasen führen in dieser Periode, trotz einer spezifischen Anpassung von Sy zu einem NSK von $R^2=0,69$.

Da es im Verlauf des Untersuchungszeitraumes zu keiner vergleichbaren, anhaltenden Phase niedriger Grundwasserstände kam, fand für MOD3 keine Validierung statt.

Der mittlere Fehler in MOD1 beträgt 0,03 m bei maximalen Über- und Unterschätzungen von 0,09 m und -0,06 m. Bei der Kalibrierung von MOD1 wird ein NSK von $R^2=0,78$ erreicht. Die Validierungsphasen, die sowohl erhöhte Grabenwasserstände wie auch ein schnelles Ansteigen von niedrigen Grundwasserständen bis hin zum Überstau repräsentieren, bewirken aufgrund der hohen Variabilität der hydrologischen Bedingungen einen geringeren NSK von $R^2=0,58$.

An TB werden die Grundwasserstände des gesamten Untersuchungszeitraumes durch eine Modellvariante MODTB abgebildet. Dabei kommt es zu einer leichten Unterschätzung der

Grundwasserstände. Das Modell MODTB weist einen mittleren Fehler von -0,02 m auf, bei maximaler Überschätzung von 0,04 m und maximaler Unterschätzung von -0,09 m. Die Modell-Effizienz berechnet nach NSK weist mit $R^2=0,81$ eine gute Modellanpassung auf. Bei kurzfristigen Überstaubedingungen, die durch Hochwasserereignisse oder starke Niederschläge auftreten können, überschätzt MODTB die Grundwasserstände dagegen deutlich (Auffülleffekt der obersten Modellschicht, die in MODFLOW als unendlich angesehen wird). Diese Situation tritt nur an wenigen aufeinanderfolgenden Tagen auf, so dass für den beschriebenen Fall an TB kein eigenes Modell (ähnlich der Modellvariante MOD1) aufgebaut wurde. Die kurzfristigen Überschätzungen der Grundwasserstände wurden bei der Ausweisung von Austauschraten bei modellierten Grundwasserständen $\geq 49,45$ m ü. NN (mittlere Geländeoberkante an TB) berücksichtigt. In diesen Fällen wurden die resultierenden Exfiltrationsraten durch Berechnungen aus dem hydraulischen Gradienten ermittelt.

4.2.3 Plausibilität der Modellergebnisse

Die Plausibilität der Modellergebnisse kann indirekt abgeleitet werden. Folgende Kriterien sprechen für eine hohe Plausibilität der Ergebnisse:

- gute Abbildung der Grundwasserstände (grabennah und grabenfern) in den Kalibrierungs- und Validierungsphasen (Ausnahme MOD3, da keine Validierung),
- Übertragbarkeit des Parametersatzes (MOD2) von TA auf TB,
- Gute Übereinstimmung gemessener und modellierter Chlorid- Konzentrationsverläufe in grabennahen GWM bei Anwendung des Transportmodells MT3D (Kapitel 4.9.1),
- Gute Übereinstimmung der Austauschraten mit mittleren Raten aus multiplen Temperaturmessungen (Maaßen & Balla, 2010).

Die Erstellung von Wasserbilanzen für TA und TB verdeutlicht eine Unterschätzung der Evapotranspiration an TB, die nur durch einen weiteren Speisungszufluss korrigiert werden kann (Kapitel 4.10.1). Dieser ist als lateraler tiefer Grundwasserzustrom von den höher gelegenen nördlichen und südlichen Flächen zu erwarten, konnte aber an TA durch den Vergleich von Grundwasserständen in oberflächennahe und tiefen Grundwassermessstellen nicht ermittelt werden. Die Unterschätzungen der gemessenen Grundwasserstände in MODTB durch das Modell weist aber auf den „fehlenden“ Speisungszufluss hin. Es ist zu

vermuten, dass ein hoher Anteil des Speisungszuflusses durch eine Erhöhung der Evapotranspiration aus der Fläche verloren geht.

4.2.4 Vergleich der Systemeigenschaften der Teilflächen TA und TB

An TA und TB entwickelt sich aufgrund der unterschiedlichen hydrologischen Verhältnisse eine differenzierte Grundwasserstandsdynamik, die in Abbildung 24 dargestellt ist. Die generell ruhiger verlaufende Grundwasserganglinie bei Grundwasserständen $>49,15$ m ü NN widerspiegelt an TA Überstaubedingungen, bei denen schwankende Speicherauffüllungen durch Niederschläge oder eine Speicherentleerung durch Evapotranspiration nur noch geringe Auswirkungen haben. Bei einem kompletten Überstau ab 49,25 m ü NN sind die Auswirkungen von Niederschlag und Evapotranspiration auf die Wasserstände zu vernachlässigen. Erst bei Grundwasserständen kleiner der Geländeoberkante wirken sich die Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag und Evapotranspiration auf den Grundwasserstand aus. In diesen Perioden zeigen sich gleichermaßen wie an TB schnelle Speicheränderungen (z.B. Sommer 2001). An TB bewirkt der Niederschlag einen schnellen Anstieg des Grundwasserstandes, der sich aufgrund der geringeren Evapotranspiration im Vergleich zu TA nachhaltig auswirkt. Derselbe Effekt stellt sich nach einem schnellen Absinken der Grabenwasserstände ein, was zum Beispiel bei der Einstellung des Sommerstaus durch Wehrstellung geschieht. Anfang April 2002 sinken die Wasserstände an TA rapide ab, da der Überstau durch Oberflächenabfluss schnell in die Gräben abfließt.

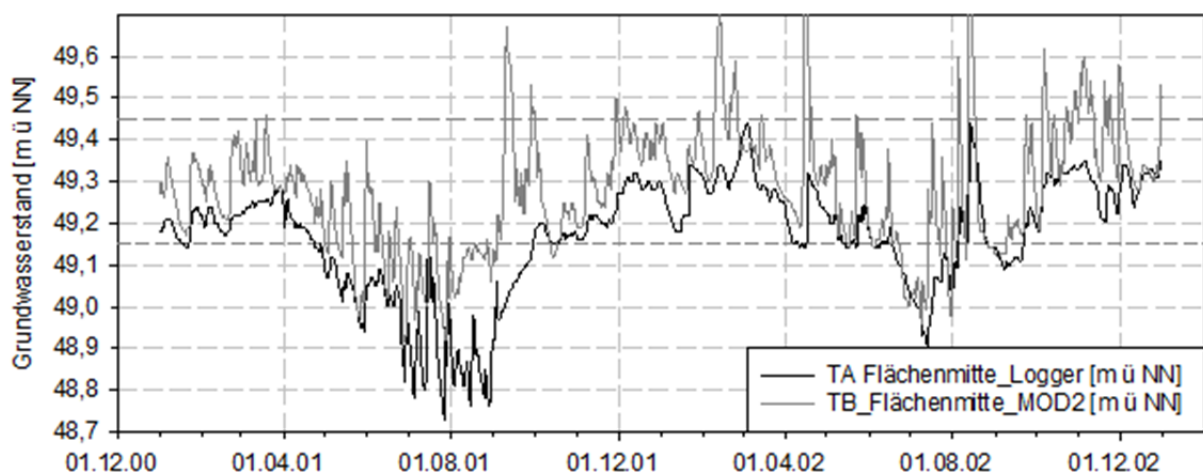


Abbildung 24: Vergleich der modellierten Grundwasserstände (G4) von TA und TB (2001 bis 2002); strichlierte Linien = GOK von TA und TB.

An TB kommt es dagegen zu einem langsameren Absinken der Grundwasserstände, da die Speicherentleerung in dieser Phase maßgeblich durch die Exfiltration des Grundwassers geschieht.

Die Unterschiede der Grundwasserstandsdynamik an den Transekten lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

- An TB ist der Anstieg der GW Stände deutlich an die Verteilung und Intensität der Niederschläge gekoppelt,
- Die Grabenwasserstände sind an TB von geringerer Bedeutung,
- Durch den mächtigeren Bodenspeicher kommt es in der sommerlichen Infiltrationsphase bei Niederschlägen schnell und meist kurzfristig (1-3 Tage) zu einer Umkehr der Fließrichtung,
- An TA werden die Grundwasserstände maßgeblich von den Grabenwasserständen bestimmt (schnelles oberflächliches Auffüllen und Absinken von Überstauwasser),
- Bei Grundwasserständen <GOK dominiert in der Vegetationsphase der Einfluss der Evapotranspiration und der Niederschläge,
- Bei Überstauverhältnissen sind Evapotranspiration und Niederschlag für die Entwicklung der Grundwasserstände ohne Bedeutung.

4.2.5 Grundwasser-Oberflächenwasser Austauschraten

Die Austauschmengen wurden durch Definition von Zonen (MK1-Kanal und MK1 Übergangszone sowie BK1 und MK2 und BK2) im *zone budget* von MODFLOW differenziert ausgewertet. Die vom Modell berechneten Durchflüsse [m^3d^{-1}] wurden durch Umlage auf die durchströmte Fläche in eine flächenspezifische Rate [$\text{lm}^{-2}\text{d}^{-1}$] umgerechnet.

An TA stellen sich bei vollständigem Überstau ($>49,25$ m ü NN) stagnierende Bedingungen ein, was von sehr geringen Austauschraten nahe null bei gleichbleibenden Grabenwasserständen vom Modell untermauert wird. Die Austauschraten in diesen Phasen werden gleich null gesetzt. An TB werden die Austauschraten bei Grundwasserständen $>49,45$ m ü. NN (mittlere Geländeoberkante) durch einen in Abhängigkeit vom hydraulischen Gradienten ermittelten Wert korrigiert.

Aufgrund der Unterschiede zwischen TA und TB kommt es an beiden Standorten zu einem deutlich differenzierten hydraulischen Systemverhalten, was sich in unterschiedlichen Fließrichtungen und Austauschraten niederschlägt.

An TA dominieren infiltrierende Verhältnisse (Uferfiltration), d.h. ein Zustrom von Grabenwasser in das Grundwasser. Exfiltrierende Bedingungen treten nur kurzfristig nach Verringerung des Stauzieles (durch Wehrstellung) oder nach starken Regenfällen bei niedrigen Graben- und Grundwasserständen auf. Die Phasen der Infiltration werden von Phasen der Stagnation bei kompletten Überstaubedingungen mit Grabenwasserständen $>49,25$ m ü NN unterbrochen, die von Herbst bis Frühjahr insbesondere im Jahr 2002 auftreten. Aufgrund unterschiedlich starker Ausbildung des hydraulischen Gradienten, kommt es zu Infiltrationsphasen mit minimalen mittleren Infiltrationsraten von $7 \text{ lm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Januar 2001 bis April 2001) und maximalen mittleren Raten von $68 \text{ lm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Juli 2001 bis September 2001). Die maximale ermittelte tägliche Infiltrationsrate liegt bei 115 lm^{-2} .

An TB dominieren Phasen exfiltrierender Bedingungen, die durch sommerliche Infiltrationsphasen unterbrochen werden. Anders als an TA sind die Phasen der Infiltration durch eine häufige Fließrichtungsänderung gekennzeichnet, die schon bei geringen Niederschlagsereignissen eintritt. Phasen hoher Niederschläge bewirken erhöhte Exfiltrationsraten. Die maximalen täglichen Exfiltrationsraten liegen bei 200 lm^{-2} . Die maximalen täglichen Infiltrationsraten liegen in einem Bereich von 150 lm^{-2} (bei wehrstellungsbedingtem Grabenwasseranstieg). Die erhöhten Raten an TB kommen durch die höhere Durchlässigkeit der Grabensohle (Uferfiltration, Exfiltration) sowie erhöhte hydraulische Gradienten (Exfiltration) zustande.

Die Durchflussmengen an dem modellierten 10 m Grabensegmenten (ohne Umrechnung auf die durchströmte Fläche) sind bezogen auf die Infiltration an TA aufgrund der Grabenmorphologie dagegen deutlich höher als an TB mit einem deutlichen Maximum am Standort Mk1.

Das gilt für 2001 bei einer jährlichen Infiltration von 450 m^3 ebenso wie für 2002 mit einer geringeren Infiltration von 276 m^3 (Tabelle 7:). Ursachen für die geringere Infiltration des Jahres 2002 liegen in den ergiebigen Regenfällen im Sommer 2002, die die Ausbildung einer lang anhaltenden Infiltrationsphase verhindern sowie in den im Jahr 2002 erhöhten Grabenwasserständen, die einen häufigen Überstau bewirken.

Tabelle 7: Jährliche Austauschraten (Uferfiltration und Exfiltration in m³) für TA und TB (2001 und 2002).

	Uferfiltration [m ³]	Exfiltration [m ³]
2001		
TA MK1	450	30
TA BK1	290	58
TB MK2	342	639
TB BK2	99	405
2002		
TA MK1	276	27
TA BK1	260	29
TB MK2	246	621
TB BK2	147	499

Am Barrankanal an TA (Standort Bk1) infiltrieren im Jahr 2001 290 m³ und in 2003 260 m³, also nur 64% bzw. 94% der Menge, die am Standort Mk1 infiltriert.

Hinsichtlich der Exfiltration dominieren die Standorte an TB mit Durchflüssen von etwa 640 m³ im Jahr 2001 und etwa 620 m³ im Jahr 2002. Damit ist der Grundwasserzustrom zu den Gräben an TB um eine log Stufe höher als an TA.

Aufgrund der geringen topographischen Unterschiede zwischen Mk2 und Bk2 an TB und derselben Grabenbreite unterscheiden sich die Durchflüsse an den beiden Standorten nur geringfügig.

An TA nimmt die Exfiltration aufgrund der hohen Grabenwasserstände mit der Ausbildung häufiger Überstaubedingungen dagegen im Jahr 2002 noch leicht ab.

4.3 Gewässergüte und Phosphor Frachten

4.3.1 Gütesituation der Poldergräben

Da die beprobten Stellen der Gräben (Bk2, Bk1, Mk2, Mk1 sowie Gestellkanal) eine signifikante Übereinstimmung der Abfluss- und Konzentrationsdynamik aufweisen, werden stellvertretend Abflüsse und ausgewählte Gewässergüteparameter von Mk1 diskutiert (Abbildung 25).

Die Abflüsse widerspiegeln den dominanten Einfluss der Stauhaltung im Polder. Diese führt zu erhöhten Abflüssen in den Herbst- und Wintermonaten (Winterstauhaltung von November bis April) und geringen Abflüssen während der Frühlings- und Sommermonate (Sommerstau von April bis November).

Bei Winterstauhaltung liegen die Abflüsse zwischen $0,20 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ und $0,33 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ und bei Sommerstauhaltung zwischen $0,04 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ und $0,20 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Im Winter 2000-2001 erreichen sie nur geringe $0,10$ bis $0,26 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ und liegen auch im Sommer 2000 (für den nur vereinzelte Messungen vorliegen) häufig bei $<0,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Im Winter 2001-2002 werden Abflüsse zwischen $0,2$ und $0,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ gemessen und sind im Vergleich zu 2001 auch im Sommer 2002 deutlich erhöht. Zwei Extremereignisse stellen sich zwischen dem 22.02.2002 und 16.03.2002 sowie dem 12.08.2002 und 24.08.2002 ein mit kurzzeitigen Abflüssen von $0,53 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ bzw. $0,51 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Während es sich im Winter 2002 um eine gezielte Spülung des Grabens handelt, ist das zweite Ereignis durch das Hochwasser vom September 2002 gekennzeichnet.

Grundsätzlich weist das Jahr 2002 mit mittleren Abflüssen von $0,22 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ deutlich höhere Abflüsse auf als das Jahr 2001 mit $0,15 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Die Erhöhung der Abflüsse in 2002 ist auf eine gezielte Wasserstandserhöhung im Polder nach den trockenen Jahren 2000 und 2001 zurückzuführen (Kapitel 4.1).

Die Gewässergüte des Grabensystems wird maßgeblich geprägt von:

- hohen DOC Gehalten, die bei niedrigen Fließgeschwindigkeiten und einer deutlichen Erwärmung des Wasserkörpers im Sommer zu sauerstoffzehrenden Bedingungen führen (Needelman et al., 2007),
- stauhaltungsbedingten Wasserstandsänderungen, die unterschiedliche Abflussbedingungen und ein unterschiedliches Austauschverhalten zwischen Grundwasser und Grabenwasser verursachen.

Die hohe organische Belastung der Poldergewässer führt zu Sauerstoffkonzentrationen, die im Winter zwischen $6,0 \text{ mg l}^{-1}$ und $8,0 \text{ mg l}^{-1}$ liegen und im Sommer auf $3,0 \text{ mg l}^{-1}$ bis $6,1 \text{ mg l}^{-1}$ zurückgehen. Die Konzentrationen unterliegen im Sommer einem deutlichen Tag-Nacht-Rhythmus, der sich ebenfalls auf den pH-Wert auswirkt. Im Jahresverlauf liegt der pH-Wert zwischen 6,9 und 7,8.

Die Stauhaltung führt zu einer ausgeprägten jährlichen Saisonalität der chemischen Parameter (TP, $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$, TFe, DOC, TOC und teilweise SRP) mit steigenden Konzentrationen bei Wintereinstau und niedrigen Konzentrationen bei Sommerstau. Eine stauhaltungsbedingte Zunahme der Konzentrationen im Winter wird von Vött, 2000 auch für den Unterspreewald dokumentiert.

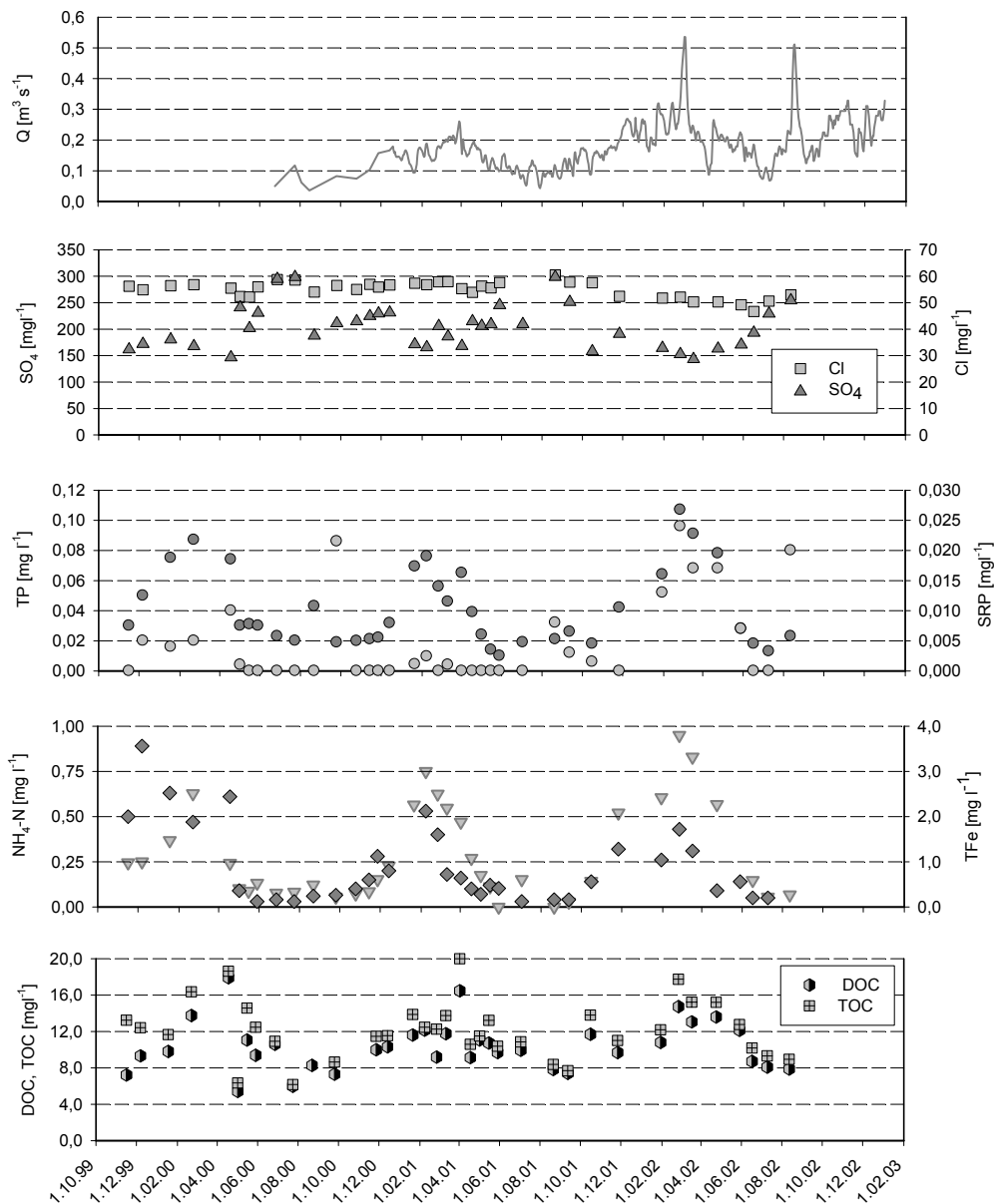


Abbildung 25: Abflüsse [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] und ausgewählte chemische Parameter [mg l^{-1}] an Mk1, (November 1999 bis August 2002).

Bei Sommerstau liegen die TP Konzentrationen zwischen $0,01 \text{ mg l}^{-1}$ und $0,03 \text{ mg l}^{-1}$ und steigen bei Winterstau auf Konzentrationen zwischen $0,03 \text{ mg l}^{-1}$ und $0,11 \text{ mg l}^{-1}$ an. Die SRP Konzentrationen sind generell niedrig und liegen bis zum Sommer 2001 häufig unter der

Nachweisgrenze von $0,002 \text{ mg l}^{-1}$. Nachweisbare SRP Konzentrationen lassen sich fast ausschließlich während des Winterstaus mit Werten zwischen $0,005 \text{ mg l}^{-1}$ und $0,024 \text{ mg l}^{-1}$ ermitteln, wobei Konzentrationen $>0,010 \text{ mg l}^{-1}$ erst ab Winter 2001 ermittelt werden. Der Anstieg der SRP Grabenwasser Konzentrationen steht in direkter Übereinstimmung mit einer Erhöhung der SRP Konzentrationen im grabenwassernahen Grundwasser (Kapitel 4.8.3).

Meißner et. al., 1996 ermitteln in einem norddeutschen Polder deutliche Zusammenhänge zwischen DOC Grundwasserkonzentrationen und DOC Konzentrationen im Oberflächenwasser. Die Autoren führen die steigenden DOC Konzentrationen im Oberflächenwasser auf eine erhöhte Exfiltration von Grundwasser zurück. Dies gilt auch für die untersuchte Polderregion, in der steigende Wasserstände gleichbedeutend sind mit einem verstärkten Zustrom von Grundwasser in die Entwässerungsgräben (Winterstau). Eine deutliche Verockerung, die bei Wintereinstau zeitnah einsetzt und sich in einer stark ansteigenden Trübung bemerkbar macht unterstreicht den zunehmenden Einfluss von exfiltrierendem Grundwasser in den Gräben. Eine häufig beobachtete Rotfärbung der Grabensedimente im Anstrombereich des austretenden Grundwassers (Abbildung 26) ist ein optischer Beleg für den Zustrom von Fe(II) reichem Grundwasser, das bei Austritt in das Fließgewässer zu Eisen(III)-(Hydr)oxid oxidiert wird (Driescher & Gelbrecht, 1993).



Abbildung 26: Verockerung im Sommerpolder Nord (linkes Bild: Quellaustritt am Grabenrand der höheren Polderregion im Herbst, 2001, rechtes Bild: Verockerung (Mk1) im Winter 2001.

Die im Grundwasser des Polders angereicherten Stoffe wie SRP, Fe(II), DOC und $\text{NH}_4\text{-N}$ (Kapitel 4.8.1) führen bei einer verstärkten Exfiltration von Grundwasser zu einer ausgeprägten Erhöhung der Konzentrationen im Grabensystem. Der umgekehrte Prozess tritt bei Stoffen niedriger Grundwasser Konzentrationen wie dem SO_4 auf. Bei zunehmender

Verdünnung mit teilweise reduziertem Grundwasser nehmen die SO_4 Konzentrationen in den Gräben weiter ab (Balla et al., 2004).

Die Chlorid Konzentrationen zeigen in den Wintermonaten nur geringe Konzentrationsabnahmen, die auf ähnliche Grundwasser Konzentrationen wie im Grabensystem schließen lassen. Ein direkter Zusammenhang zwischen Grabenwasserkonzentrationen und der hydrologischen bzw. hydraulischen Situation zeigt sich in signifikanten Korrelationen zwischen den Grabenwasserständen und SRP, Fe sowie für TP, DOC, TOC und $\text{NH}_4\text{-N}$ (Balla et al., 2003). Oberhalb des Polderzuflusses werden im Mittelkanal mit Ausnahme von SO_4 deutlich geringere Konzentrationen bei schwach ausgebildeter oder ohne jahreszeitliche Saisonalität ermittelt, die in Tabelle 8: zusammengestellt sind. Die Saisonalität der Güteparameter prägt sich daher erst im Poldergebiet aus.

Tabelle 8: Abflüsse und ausgewählte chemische Parameter in Abhängigkeit der Stauhaltung, Mittelwerte und Standardabweichung (im Polder: Mk1, Mk2, Bk1, Bk2, Gk, Sommerhalbjahr=SH, n=52, Winterhalbjahr=WH, n=68 und oberhalb des Polderzuflusses Mk-oh, SH, n=9, WH, n=9.

Parameter	MW SH Mk1	MW WH Mk1	MW SH Mk-oh	MW WH Mk-oh
Q [m^3s^{-1}]	0,157	0,223	-	-
Cl [mg l^{-1}]	54,1 (4,8)	53,5 (4,1)	58,3 (7,2)	51,2 (1,7)
SO_4 [mg l^{-1}]	223,7 (39,2)	188,2 (28,9)	285,2 (30,1)	260,8 (17,3)
TP [mg l^{-1}]	0,026 (0,010)	0,055 (0,023)	0,028 (0,005)	0,030 (0,008)
SRP [mg l^{-1}]	0,004 (0,007)	0,006 (0,009)	0,003 (0,001)	<0,002
Fe_{ges} [mg l^{-1}]	0,5 (0,3)	2,0 (1,0)	0,4 (0,2)	0,6 (0,2)
$\text{NH}_4\text{-N}$ [mg l^{-1}]	0,1 (0,2)	0,4 (0,3)	0,7 (0,8)	0,2 (0,1)
DOC [mg l^{-1}]	9,1 (2,2)	11,5 (2,7)	6,0 (1,2)	5,7 (0,8)

Neben dem Zustrom von Grundwasser kann eine durch höhere Abflüsse bedingte erhöhte Resuspension von Stoffen zu steigenden Stoffmobilisierungen führen. Erhöhte Scherkräfte durch zunehmende Fließgeschwindigkeiten im Winter bei abnehmendem Widerstand der Grabensohle und Uferzonen (absterbende Makrophyten und Rhizomen) können eine forcierte Vermischung der oberen, durch hohe Wassergehalte geprägten Sedimente, mit dem Grabenwasser bewirken. Ein solcher Prozess müsste u.a. zu einem erhöhten TOC:DOC Verhältnis führen, da große Mengen organischer Substanz aus dem Sediment in die Wassersäule mobilisiert würde. Sehr geringe TOC:DOC Verhältnisse von 1,15 bei einer geringen STABW von $\pm 0,08$ sprechen gegen eine signifikante Resuspension aus den

Grabensedimenten. Eine geringe Mobilisierung von partikulärem Material, z.B. durch Abspülungen aus den Uferbereichen belegen schwach ansteigende Konzentrationen der abfiltrierbaren Stoffe, die im Mittel an den Messstellen mit definiertem Gerinne (Mk2, Bk1, Bk2 und Gk) von 325 mg l⁻¹ (Sommerstau) auf 345 mg l⁻¹ (Winterstau) und an den durch eine stark ausgeprägte überstaute Uferzone (Mk1) von 319 mg l⁻¹ auf 371 mg l⁻¹ ansteigen. Dieser moderate Anstieg reicht aber nicht aus, um die stark erhöhten Konzentrationen zu erklären, die sich bei erhöhtem Abfluss verdoppeln oder vervielfachen.

Der Einfluss erhöhter Zuflüsse aus dem Grundwasser in das Grabensystem stellt somit die Hauptursache für die erhöhten Stoffkonzentrationen dar. Gleichzeitig bewirken die erhöhten Abflüsse eine Reduktion der Stoffretention durch Sedimentation.

Eine offene Frage bleiben die geringen SRP Konzentrationen in den Gräben. Grundsätzlich weist das Grabenwasser ein sehr niedriges SRP:TP Verhältnis von 0,12 auf. Mögliche Ursachen sind erhöhte Anteile an gelöstem organischen Phosphor (Sharpley et al., 1992) sowie eine ausgeprägte Adsorption von SRP an Eisen(III)-(Hydr)oxide und Huminstoffe (Hillbricht-Ilkowska et al., 1995). Da der Gesamte filtrierte Phosphor nicht bestimmt wurde, können zu den Anteilen an gelöstem organischen Phosphor und PP keine genauen Aussagen getroffen werden. Partikuläre amorphe Fe(III)(Hydr)oxide können aber bei der Überführung von grundwasserbürtigem SRP in die TP Fraktion (gemessen als PP) eine herausragende Rolle einnehmen, was in verschiedenen Studien zur Phosphor Retention in den Übergangszonen von Sedimenten Ausdruck findet (Chambers & Odum, 1989, Sallade & Sims, 1997a, Sallade & Sims, 1997b). Höchst signifikante Korrelationen zwischen den Gesamt-Phosphorkonzentrationen und den Gesamt-Eisen-Konzentrationen, von $r^2=0,89$, $p<0,0001$ sowie den TOC Konzentrationen $r^2=0,67$, $p<0,0001$, die sich wiederum erst im Polder ausprägen, stützen diese Hypothese. Belüftungsversuche des Interstitialwassers im Übergangsbereich der Grabensedimente nach Zak et al., 2004 zeigen an Mk1 eine Reduktion der SRP Konzentrationen um 80-90%, von 0,10 auf 0,01 mg l⁻¹, wobei die Fe(II) Ausgangskonzentrationen zwischen 2,4 mg l⁻¹ und 3,5 mg l⁻¹ nach 24h Oxidation mit Luftsauerstoff nicht mehr nachweisbar sind und die Gesamt Eisen Konzentrationen ansteigen. Auch Ergebnisse aus Sedimentfallen weisen auf eine erhöhte Adsorption von SRP an Eisen(III)-(Hydr)oxide hin. In dem sedimentierenden Material sind 80% der hohen P Gehalte an Eisen(III)oxide und vorwiegend an amorphe Eisen(III)-(Hydr)oxide gebunden (Kapitel 4.6.1). Die Untersuchungen belegen, dass es im Polder zunächst zu erhöhten SRP Grundwasser Emissionen in die Poldergräben kommt, diese aber bereits in der Übergangszone

effektiv an massiv ausfallende Eisen(III)-(Hydr)oxide (Verockerung) in PP überführt, sedimentiert oder weitertransportiert werden.

Die Phosphor Konzentrationen im Überstauwasser

Im Überstauwasser wurden die TP und SRP Konzentrationen in Stichproben untersucht. Die Auswertung führt zu ersten Erkenntnissen über das Phosphor Retentions- oder Freisetzungsverhalten auf der periodisch überstauten Fläche (Mk1).

Der wesentliche Phosphor Retentionsprozess auf den überstauten Flächen ist die Sedimentation (PP), während eine Freisetzung von SRP durch Diffusionsfluxe aus den Porenwässern in das Überstauwasser zu erwarten ist. Nach Freisetzung von SRP ist es pflanzenverfügbar und unterliegt so durch biologische Aufnahme einer potenziellen Rückführung in partikuläre Form. Zudem kann SRP an Partikel adsorbieren oder durch Ko-Präzipitation im Falle von Übersättigungen im Überstauwasser erneut sedimentieren (Hoffmann et al., 2009). Der sedimentierte, häufig leicht verfügbare P kann andererseits zu erneuten Rücklösungsprozessen führen (Kronvang et al., 2007). Je nach Ausprägung der Prozesse führt das wechselseitige Auftreten der Retentions- und Freisetzungsprozesse zu einer Netto P-Retention oder Netto P-Freisetzung und einer Verschiebung des SRP:TP Verhältnisses im Überstauwasser. In Belüftungsversuchen von Porenwässern aus der Boden-Wasser Übergangszone wird ein Rückgang von 9% SRP und ein Rückgang der Fe(II) Konzentrationen um 38% ermittelt. Eine Umwandlung von Porenwasser SRP in PP durch Adsorption an Fe(III)-(Hydr)oxide, die sich aus Porenwasser Fe(II) bilden, ist auf dem Testfeld auf etwa 10% begrenzt. Andere Umwandlungsprozesse (s.o.) können diesen Anteil jedoch erhöhen. Abbildung 27 zeigt Ergebnisse aus Vergleichsmessungen von SRP und TP Grabenwasser und Überstauwasser Konzentrationen.

Die SRP und die TP Konzentrationen im Überstau des Testfeldes zeigen erhöhte mittlere Werte bei einer deutlich ausgeprägten Schwankungsbreite, ausgedrückt durch die 25%- und 75%-Perzentile. Dabei weisen die Konzentrationen eine saisonale Abhängigkeit auf. In den Wintermonaten werden im Überstauwasser niedrigere TP und SRP Konzentrationen ermittelt als im Grabenwasser (Festlegung von TP = 21,9% und SRP = 42,3%). Dagegen zeigen sich während der späten Phase des Wintereinstaus im Frühjahr erhöhte TP und SRP Konzentrationen im Überstauwasser (-225%TP, -194% SRP). Der Anstieg der Konzentrationen kann durch Resuspension, vor allem aber durch die Freisetzung von SRP

durch Diffusion und eine subsequente Festlegung in partikulärer Form erfolgen. Durch die schwierige Probenahme der flach überstauten vegetationsreichen Flächen ist bei diesen Ergebnissen jedoch mit erhöhten Ungenauigkeiten zu rechnen.

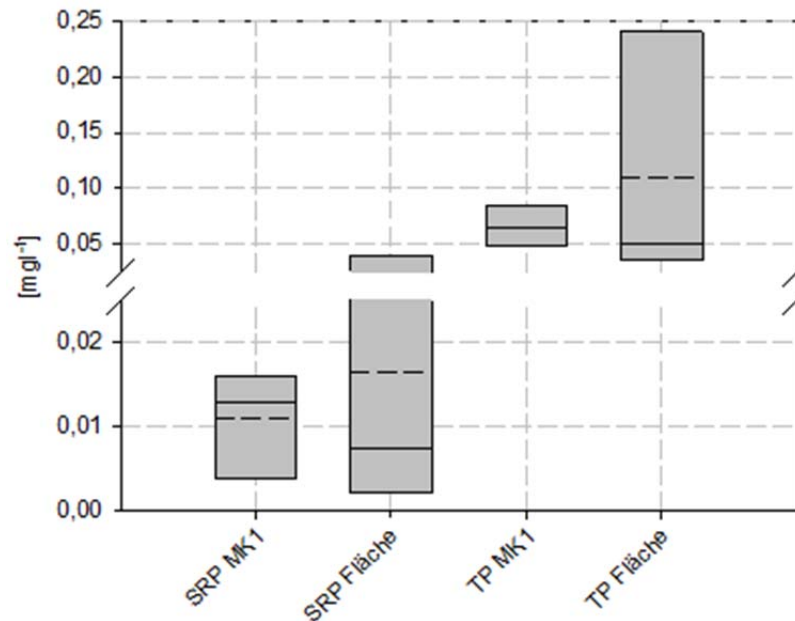


Abbildung 27: SRP und TP Konzentrationen im Grabenwasser (Mk1) und Überstauwasser Mk1 als box plots (mit 25%- und 75%-Perzentile sowie Median=durchgehende Linie und Mittelwert=strichlierte Linie).

4.3.2 Phosphor Frachtabschätzungen im Poldergebiet

Tägliche P-Frachten am Auslass des Testfeldes (Mk1)

Die berechneten monatlichen TP Frachten widerspiegeln die Saisonalität der Abflüsse und der TP Konzentrationen in den Gräben, was zu einer signifikanten Erhöhung der Frachten in den Monaten mit Winterstau ($21\text{--}64 \text{ kgm}^{-1}$) im Vergleich zu den Frachten bei Sommerstau ($4\text{--}18 \text{ kgm}^{-1}$) führt. Aufgrund von erhöhten Abflüssen und TP Konzentrationen im Jahr 2002 steigen die TP Frachten von 205 kga^{-1} auf 356 kga^{-1} an. Die mittleren berechneten Tagesfrachten, die auch in Abbildung 28 dargestellt sind, variieren zwischen $0,1$ und $2,0 \text{ kgd}^{-1}$. Hohe STABW der berechneten Tagesfrachten widerspiegeln hohe tägliche Abflussschwankungen in den betrachteten Monaten (Abbildung 28).

Ein Vergleich der täglichen Frachten, die anhand von Abfluss-Fracht Korrelationen berechnet werden, mit Frachtenberechnungen aus täglichen Messwerten weist in den meisten Fällen eine gute Übereinstimmung auf. Stark erhöhte gemessene tägliche Frachten widerspiegeln

Messungen zu Zeitpunkten erhöhter Abflüsse. Dies verdeutlicht die methodische Problematik von Frachtenberechnungen auf Grundlage einer geringen Datenzahl. Berechnungen der Frachten auf Grundlage von gemessenen monatlichen Einzelwerten ergeben für den Berechnungszeitraum eine Frachtüberschätzung von 27% gegenüber den Frachten, die aus einer Abfluss-Fracht-Beziehung berechnet werden. Zudem werden einzelne Monatsfrachten überschätzt (z.B. 84 kg im Februar 2002 gegenüber 54kg), so dass es neben einer deutlichen Abweichung von den Gesamtfrachten auch zu starken Abweichungen der saisonalen Frachtverteilung kommen kann. Werden aus einzelnen Tagesmesswerten Tagesfrachten berechnet und daraus Monatsfrachten extrapoliert, kann dies zu deutlichen Fehleinschätzungen führen. Das ist insbesondere für einen abflussabhängigen Parameter wie TP der Fall (Zessner et al., 2003). Durch die Berechnung monatlicher Frachten aus einem verallgemeinerten Zusammenhang von Abfluss und Fracht kann dieser Effekt abgeschwächt werden.

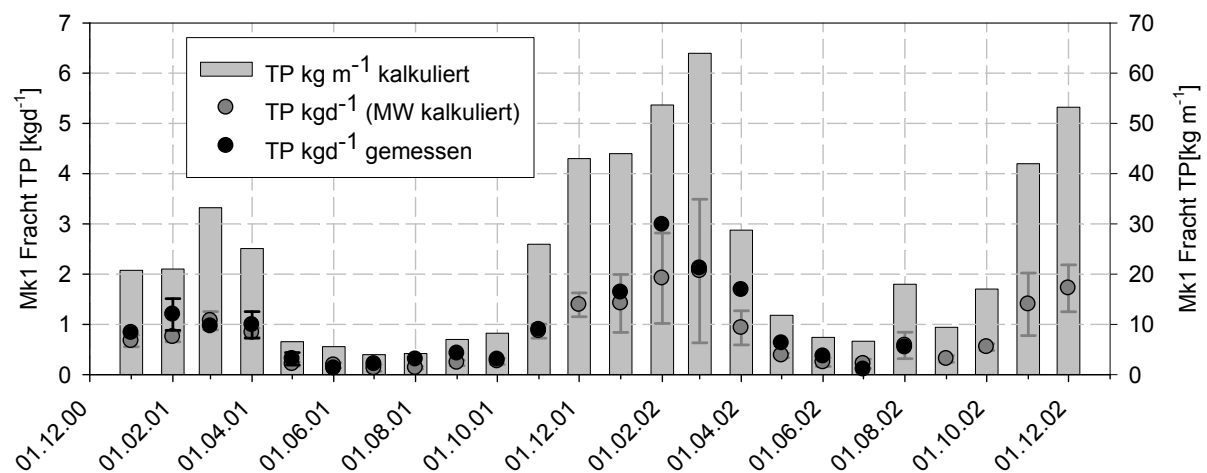


Abbildung 28: TP Monatsfrachten an Mk1, gemessene Tagesfrachten (mit STABW bei mehrfacher monatlicher Messung) und aus Monatswerten berechnete mittlere Tageswerte (mit STABW).

Konzentrations- und Frachtentwicklung entlang der Fließstrecke im Mittelkanal

Die dargestellten Abflüsse und Konzentrationsverläufe (Box Plots) im Sommerpolder Nord (Abbildung 29) basieren auf monatlichen Beprobungen zwischen Januar 2002 und August 2002, unterliegen daher den oben beschriebenen Unsicherheiten, und beschreiben das Längsprofil des Mittelkanals vom Polderzulauf bis zum Polderablauf. Die Probenahme im Mittelkanal erfolgte am Polderzulauf (SPN-in), unterhalb des Wehrkanals (Mk-Wk, Fließstrecke im Polder=3,0km), am Testfeld Anfang (Mk2, Fließstrecke im Polder=4,8km),

am Testfeld Ende (Mk1, Fließstrecke im Polder = 6,6km) sowie am Polderauslass (SPN-out, Fließstrecke von 8,0km). An der Messstelle Mk-Wk wird das Grabensystem der oberhalb gelegenen Staubebereiche 2104 und 2103 zusammengeführt und auf das Grabensystem unterhalb (Staubeereich 2102 und 2101) umverteilt, was zu einem deutlichen Rückgang der Abflüsse zwischen Mk-Wk und Mk2 führt.

Im Mittelkanal bildet sich vom Polder Zulauf mit zunehmender Fließlänge im Mittel eine Zunahme des Abflusses aus.

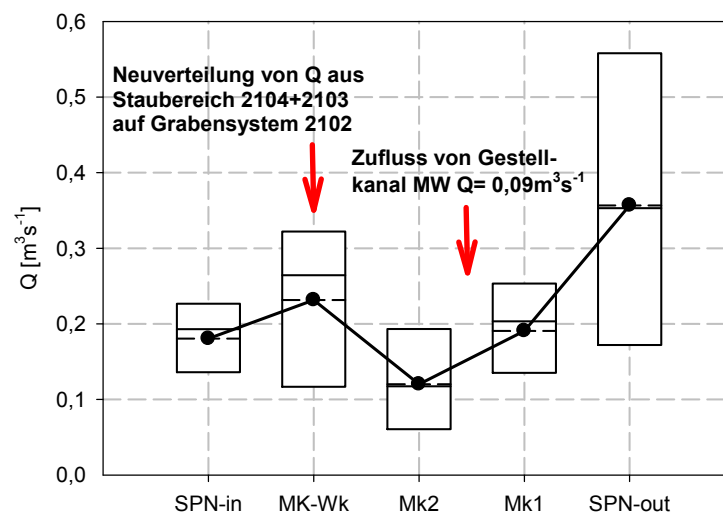


Abbildung 29: Abflusssituation im Längsverlauf des Mittelkanals anhand von monatlichen Probenahmen zwischen Januar 2002 und August 2002, (Mittelwerte=strichliert, Median=Linie sowie 25- und 75 Perzentile (Boxen)).

Innerhalb der höher gelegenen, genutzten Polderbereiche (Staubebereiche 2104 und 2103), die 400ha ausmachen (Messstelle Mk-Wk), erhöht sich der Polder Abfluss im Mittel um 28% (401mm) von $0,18 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ auf $0,23 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$. In den Staugürteln 2102 und 2101 (615ha), von denen $\frac{3}{4}$ der Fläche genutzt und nur $\frac{1}{4}$ am Polder Auslass überstaut sind, steigt der Abfluss im Mittel auf $0,36 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ an. Vom Polder Zulauf bis zum Ablauf stellt sich im Mittel eine Verdopplung der Abflüsse ein. In den Sommermonaten mit hoher Evapotranspiration und einem erhöhten Verlust von Grabenwasser an die Flächen durch Uferfiltration (Kapitel 4.2.5) kann sich phasenweise entlang der Fließstrecke ein geringes Abflussdefizit ausbilden. Die durch die wenigen Messungen ermittelte mittlere Abflussspende aus den Polderregionen (398 mm bis Mk-Wk und 667 mm bis zum Polderauslass) wird durch die ermittelten Abflusssituationen deutlich überschätzt, da ein Spülungsereignis und eine Hochwassersituation erfasst werden. Die Erhöhung des Polder Teilabflusses zwischen Mk2 und Mk1 ist durch den Zufluss des

Gestellkanals mit einem mittleren Abfluss von $0,09 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ zu erklären, der dem Mittelkanal im freien Gefälle zufließt. Zwischen Mk1 und SPN-out kommt es zum Zusammenfluss von Barrakanal und dem Langen Kanal mit dem Mittelkanal.

Trotz der Erfassung nicht repräsentativer Abflussbedingungen zeigen sowohl die Konzentrations- als auch die Frachtprofile entlang des Mittelkanals interpretierbare Trends auf (Abbildung 30). Insgesamt bilden sich mit zunehmender Fließstrecke im Polder für ausgewählte Parameter vier signifikante Konzentrationsprofile aus:

- gleichbleibende Konzentrationen, die auf ähnliche Konzentrationen der Speisungszuflüsse hinweisen, aber von lokalen Bedingungen beeinflusst werden können (Cl),
- sinkende Konzentrationen, die auf Verdünnungsprozesse durch geringe Konzentrationen der Speisungszuflüsse zurückzuführen sind (SO_4),
- steigende Konzentrationen, die auf erhöhte Konzentrationen in den Speisungszuflüssen zurückzuführen sind (DOC/TOC), und SRP),
- steigende Konzentrationen in der genutzten Polderregion (erhöhte Konzentrationen der Speisungszuflüsse) und sinkende Konzentrationen in der überstauten Fläche ($\text{NH}_4\text{-N}$, Fe und TP (PP+ gelöster org. P) durch Verdünnungs- und Retentionsprozesse.

Abnehmende SO_4 Konzentrationen entlang der Polderpassage resultieren aus einem kontinuierlichen Zustrom von Grundwasser mit niedrigen SO_4 Konzentrationen. Der starke Anstieg der Chlorid Konzentrationen zwischen Mk-Wk und Mk2 von $49,1$ auf $55,9 \text{ mg l}^{-1}$ widerspiegelt den Einfluss lokal stark erhöhter Cl-Grundwasserkonzentrationen, die auf der genutzten Fläche des Testfeldes (TB) ermittelt werden konnten (Kapitel 4.5.1.1 und 4.8.3).

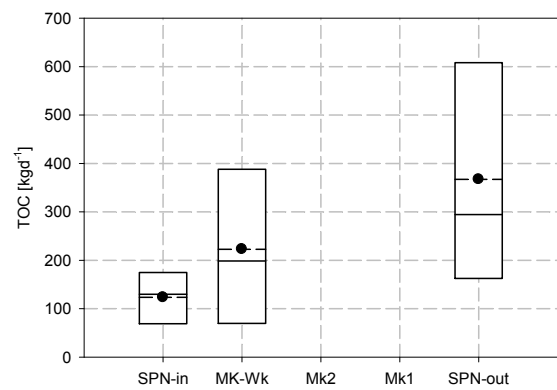
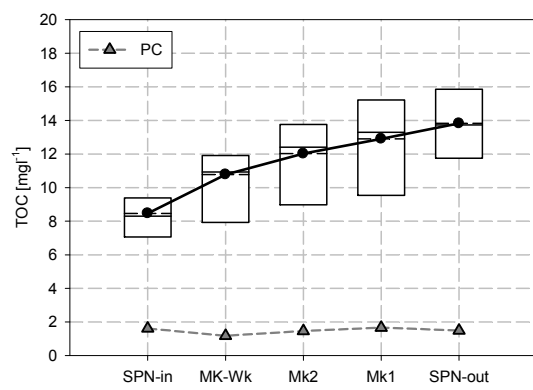
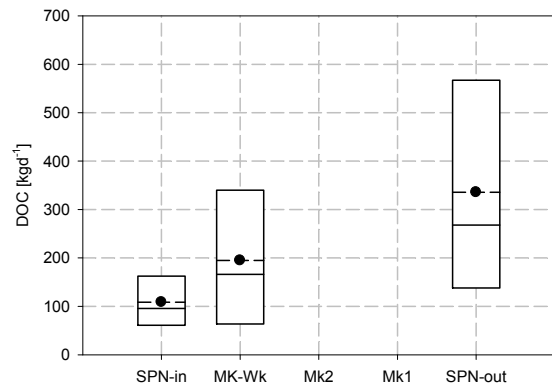
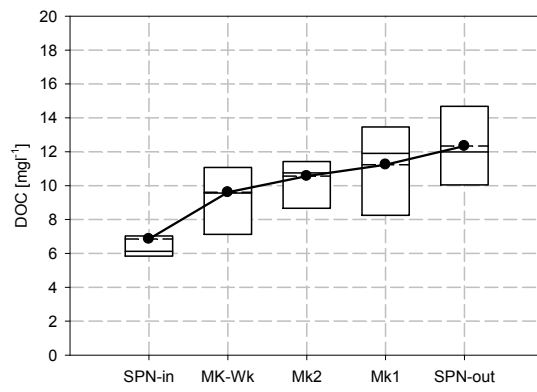
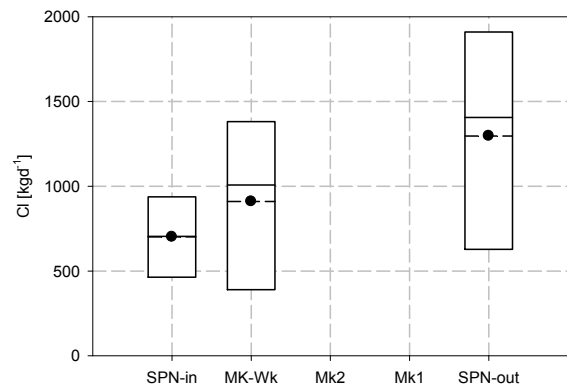
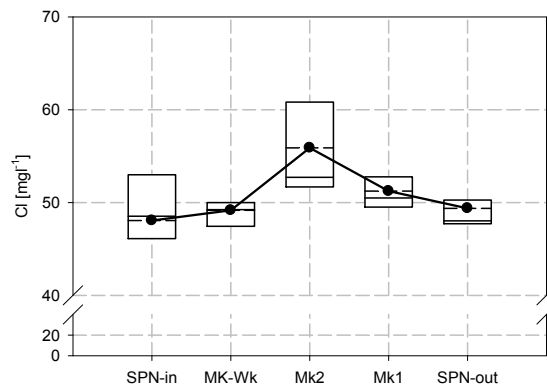
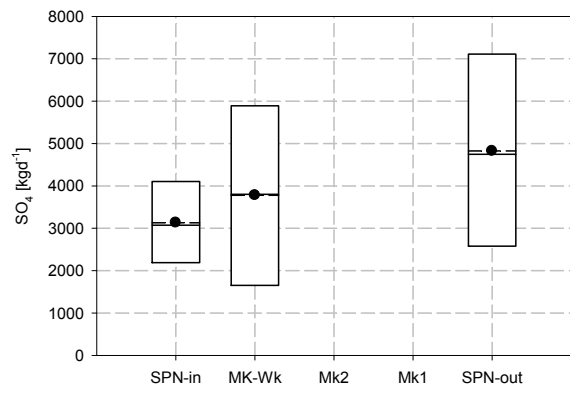
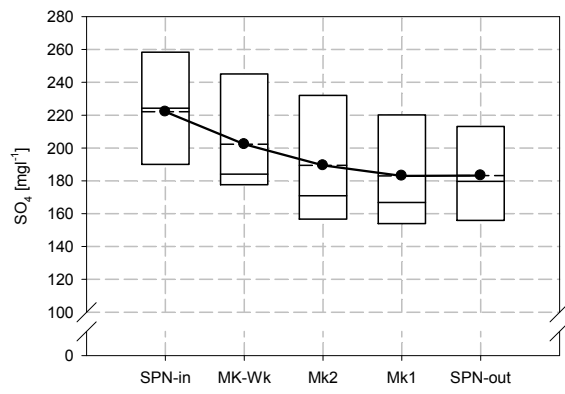
Im genutzten Polderbereich (bis Mk-Wk bzw. Mk2) kommt es zu einem Konzentrationsanstieg aller dargestellten Parameter. Dieser setzt sich für DOC (TOC) und SRP bis zum Polderauslass fort. Die steigenden Konzentrationen deuten darauf hin, dass nicht nur die genutzten Flächen (Grundwassereinfluss), sondern auch die teilweise überstauten Flächen am Polderauslass zu einer erhöhten Freisetzung von DOC und SRP führen. Zwischen Mk-Wk und dem Polderauslass kommen sowohl Grundwasserausträge als auch Rücklösungen aus den überstauten Flächen in Betracht.

Eine zumindest temporäre Freisetzung von DOC und SRP in den niedrigeren periodisch überstauten Polderbereichen, zeigen die Überstauwasser Konzentrationen für SRP (Abbildung

27) sowie erhöhte DOC Konzentrationen von $15,1 \pm 6,3 \text{ mg l}^{-1}$. Die $\text{NH}_4\text{-N}$, Fe und TP (besonders PP + gelöster org. P) Konzentrationen weisen auf eine Retention in den überstauten Flächen hin. Nach steilem Anstieg der Konzentrationen im genutzten Polderbereich zeigt ihr deutlicher Rückgang eine Festlegung der Stoffe durch Sedimentation (Fe und PP) und Nitrifikation ($\text{NH}_4\text{-N}$).

Ein Frachtenvergleich der ausgewählten Parameter wurde für den Polder Zulauf, für Mk-Wk und den Polder Ablauf durchgeführt, da hier ortsspezifische Polder-Gesamtfrachten ermittelt werden, während Mk1 und Mk2 nur Teilfrachten des Polders darstellen. Zwischen Polder Einlass und Mk-Wk kommt es zu einem deutlichen Frachtenanstieg, der sich in der Regel bis zum Polder Auslass fortsetzt. In diesem Fall werden Retentionsmechanismen wie Sedimentation, oder Nährstoffaufnahme in Biomasse durch die Freisetzung von Stoffen übertroffen.

Die Ausnahme bilden die Parameter $\text{NH}_4\text{-N}$ und Fe. Zudem kommt es für die undifferenzierte Phosphor Fraktion aus PP + gelöstem org. P zu keiner nennenswerten Frachterhöhung. Der Rückgang der Frachten verdeutlicht einen effektiven Retentionseffekt, vor allem wenn man bedenkt, dass nur $\frac{1}{4}$ des Flächenabschnittes zwischen Mk-Wk und Polderauslass überstaut (150ha) sind und $\frac{3}{4}$ landwirtschaftlicher Nutzung unterliegen (465ha). Eine konstante Fracht von PP + gelöster org. P Fraktion zwischen Mk-Wk und SPN-out bedeutet daher vereinfacht, dass die überstaute Fläche ausreicht, um die Emissionen einer dreimal größeren Fläche zurückzuhalten. Für $\text{NH}_4\text{-N}$ und Fe ist der Retentionseffekt sogar höher.



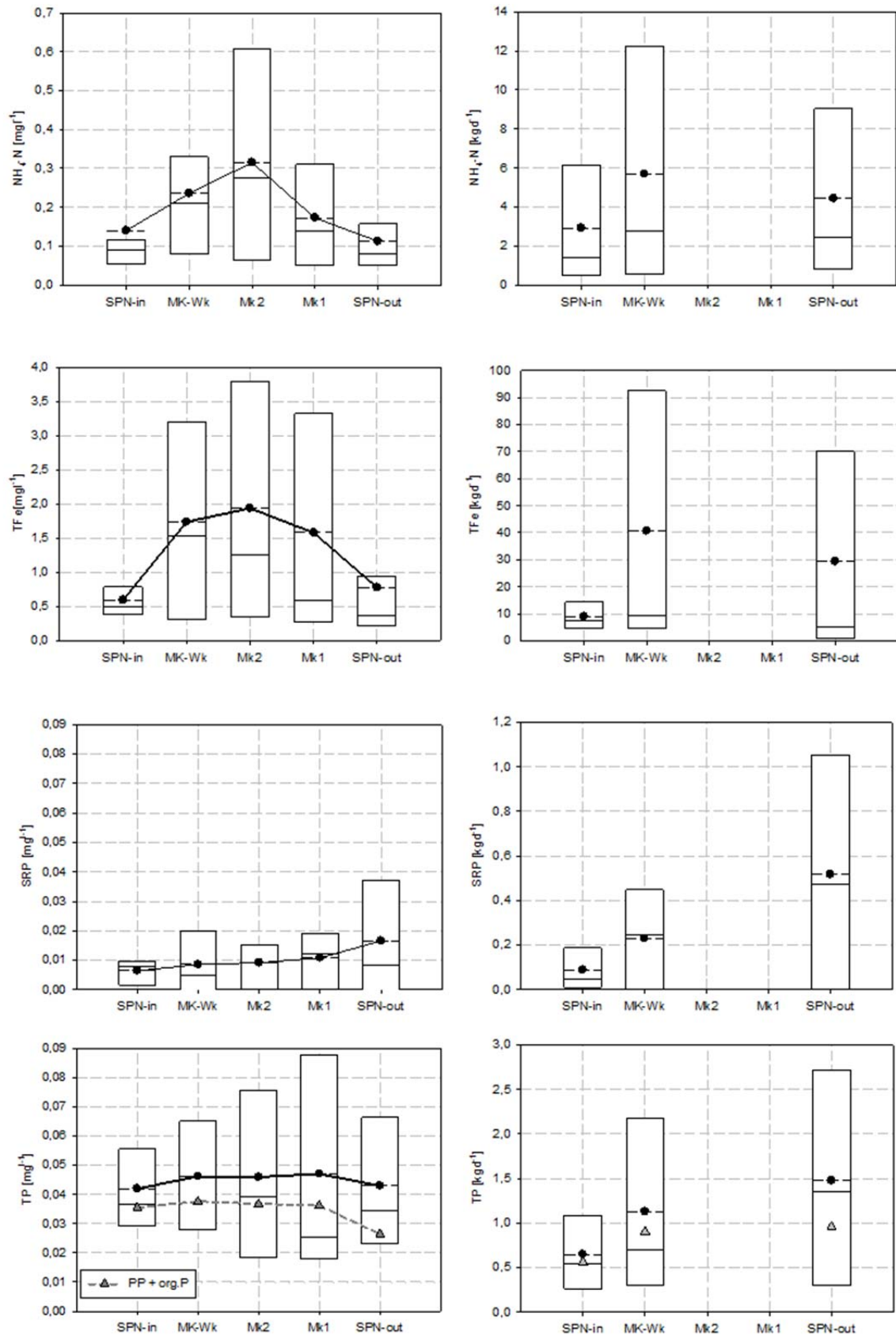


Abbildung 30: Konzentrations- und Frachtentwicklung ausgewählter Parameter entlang des Mittelkanals im Sommerpolder Nord, (Mittelwerte=strichliert, Median=Linie sowie 25- und 75Perzentile (Boxen).

Abschätzung flächenspezifischer Freisetzungsraten

Um die Polderabschnitte und ihre Funktionsweise als Stoffsenke oder Stoffquelle direkt miteinander vergleichen zu können, wurden die flächenspezifischen Frachten berechnet und die Halbjahresergebnisse für eine bessere Vergleichbarkeit auf Jahreswerte extrapoliert (Tabelle 9:).

Steigende flächenspezifische Frachten in Bereichen zwischen 20% und 30% in der unteren teilweise überstauten Polderregion lassen sich für Cl⁻ und für SRP ausweisen. Anstiege von SO₄ und DOC mit 5% und 6% fallen weniger deutlich aus. Die Anstiege der spezifischen Freisetzungsraten von Cl⁻ sind auf die erhöhten Cl⁻ Grundwasserkonzentrationen im mittleren Teil des Polders zurückzuführen. Dagegen lässt sich für SRP eine erhöhte diffusive Freisetzung aus den überstauten Niedermoorböden annehmen.

Anders als die gelösten Fraktionen weisen die Gesamt Konzentrationen TP und TOC in den teilüberstauten Polderbereichen geringere Freisetzungsraten auf als in den ausschließlich genutzten Polderflächen. Da TOC in den Gräben vorwiegend aus gelöstem DOC besteht, fällt der Rückgang weniger deutlich aus als für TP, dessen spezifische Freisetzung sich von 0,44 kg ha⁻¹ a⁻¹ auf 0,21 kg ha⁻¹ a⁻¹ um mehr als die Hälfte verringert. Die deutlich abnehmende Freisetzungsraten deuten auf eine massive Festlegung in den überstauten Bereichen des Polders hin, die maßgeblich durch die Sedimentation von PP stattfindet. Während die Freisetzung von Phosphor in den höheren Polderbereichen zu 30% als gelöster reaktiver Phosphor auftritt, sind es in den niedrigen Bereichen sogar 81%, was die verstärkte Festlegung der partikulären Phosphor Anteile unterstreicht.

Tabelle 9: Flächenspezifische Freisetzungsraten ausgewählter Parameter unterschiedlich genutzter Polderabschnitte sowie des gesamten Polders [kg ha⁻¹ a⁻¹].

	Cl kg ha ⁻¹ a ⁻¹	SO ₄ kg ha ⁻¹ a ⁻¹	DOC kg ha ⁻¹ a ⁻¹	TOC kg ha ⁻¹ a ⁻¹	SRP kg ha ⁻¹ a ⁻¹	TP kg ha ⁻¹ a ⁻¹	NH ₄ -N kg ha ⁻¹ a ⁻¹	Fe kg ha ⁻¹ a ⁻¹
STB. 2104+2103	190,6	590,8	78,6	90,6	0,13	0,44	2,52	28,9
STB. 2102+2101	229,6	620,9	83,6	85,6	0,17	0,21	-0,74	-6,7
Polder	214,2	609,0	81,6	87,6	0,15	0,30	0,54	7,36

In den niedrigen teilweise überstauten Flächen findet eine Festlegung von NH₄-N und Fe bei hohen Freisetzungsraten aus den höher gelegenen Polderbereichen statt. Hier kommt es zu

effektiven Retentionsprozessen, wobei die Sedimentation von Fe in Form von partikulären Fe(III)-(Hydr)oxiden auch als effektiver Retentionsmechanismus für Phosphor (Kapitel 4.3.1) angesehen werden kann.

Die Ergebnisse belegen, dass es in den höher gelegenen Polderbereichen, die durch eine fast ganzjährige Entwässerung der Flächen gekennzeichnet sind, zu signifikanten Stoffausträgen kommt. Eine jährliche Freisetzung von näherungsweise $0,13 \text{ kg ha}^{-1}$ SRP und $0,44 \text{ kg ha}^{-1}$ TP werden für diesen Bereich bilanziert. In den niederen Bereichen des Polders dominiert ebenfalls die Freisetzung von Stoffen. Eine stark erhöhte Retention von partikulärem Material durch Sedimentation in dem durch Überstau charakterisierten Polderauslass (etwa 1/3 der bilanzierten Fläche) verringert die Freisetzungsraten partikulärer Fraktionen deutlich. Dies schlägt sich in einer verringerten Freisetzung von TP von $0,21 \text{ kg ha}^{-1}$ nieder. Dagegen steigt die Freisetzung von SRP mit $0,17 \text{ kg ha}^{-1}$ an. Die Ergebnisse liegen in einem Bereich von Freisetzungsraten, die von Hoffmann et al., 2009 veröffentlicht wurden ($0,21\text{-}12 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ bzw. $0,06\text{-}8,3 \text{ kg SRP ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$) und liegen im unteren Wertebereich, was mit Raten von Koerselman et al., 1993 und Koerselman & Verhoeven, 1995 von $0,4\text{-}1,3 \text{ kg P ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ übereinstimmt, die naturnahe und extensiv genutzte Niedermoores charakterisieren.

4.4 Niedermoorböden

Folgt man der Klassifizierung von Succow & Joosten, 2001 handelt es sich bei 81% der Böden des Testfeldes um Basenhalbtorfe (vorrangig TA) und Basenantorfe (vorrangig TB), die durch pH-Werte zwischen 4,8 und 6,4 und durch mäßige Anteile an organischer Substanz (30-70% bei Halbtorf und 5-30% bei Antorf) gekennzeichnet sind. 3% der Oberböden sind Basenvolltorf (70%-90% organische Substanz) und die übrigen 16% gehören zu den Sauerantorfen und Sauerhalbtorfen mit pH-Werten $<4,8$. Der Zersetzungsgrad der organischen Substanz, die ein Ausdruck der Degradierung der drainierten Böden darstellt, liegt zwischen H7 und H8 (von Post, 1924), was einer mäßigen bis mittelstarken Zersetzung der Torfe entspricht. Das mittlere C:N Verhältnis (normal) liegt in den verschiedenen Substrattypen (Antorf, Halbtorf und Volltorf) zwischen 16,6 und 20,4. Nach Succow, 1988 lässt sich der Standort als mittel sauer und kräftig eutroph (Reichmoor aus Erlenbruchtorf) ansprechen.

4.4.1 Geochemische Charakterisierung der Böden

Die Zersetzung der organischen Substanz in den Torfen liegt nach von Post zwischen H7 und H8. In den Antorfen zeigen sich mit H8 häufig stärker zersetzte Torfe (Tabelle 10:).

Tabelle 10: Mittelwerte und Standardabweichungen wesentlicher physikalischer und chemischer Parameter in Antorfen, Halbtorfen und Volltorfen (0-30cm Bodenhorizont).

	Δh	Von Post	pH	GV	C	N	P	Fe	S	C:N	C:S	Fe:P	Fe:S
	m			%TS	gkg ⁻¹ TS					molar			
Antorf (n=15)													
MW	0,53	H8/H7	5,2	15,7	80,3	4,8	0,39	13,2	1,3	19,4	167,3	19,1	5,8
STAB	0,15		0,5	7,2	36,9	2,2	0,17	8,2	0,7				
Halbtorf (n=14)													
MW	0,59	H7/H8	5,1	43,4	210,0	11,2	0,54	17,4	4,0	22,0	140,0	18,2	2,54
STAB	0,17		0,5	13,4	62,0	3,1	0,20	6,2	1,9				
Volltorf (n=3)													
MW	0,48	H7/H8	5,1	73,2	359,3	19,3	0,91	21,6	7,4	21,7	130,2	13,4	1,69
STAB	0,18		0,1	5,3	32,6	1,8	0,19	2,2	2,2				

Der *pH-Wert* ist sowohl Prozessergebnis als auch eine zentrale Steuergröße der Stoffdynamik im Boden. Die verschiedenen Substrattypen des Testfeldes weisen keine signifikanten Unterschiede der pH-Werte (5,1-5,2) auf. Dagegen bildet sich eine deutliche Abhängigkeit der pH-Werte von der Topographie und den Grundwasserständen aus. Die höher gelegenen Flächen weisen pH Werte von 4,7 auf, die der temporär überstauten Flächen liegen bei 5,3. Die niedrigen pH-Werte in den höher gelegenen Bodenbereichen sind mit einer verstärkten Oxidation der Böden zu erklären (Bildung von Huminsäuren, Aminosäuren und Schwefelsäure). Eine horizontabhängige Beprobung bei Überstaubedingungen und Grundwasserständen < 0,35m unter Geländeoberkante (GOK) verdeutlicht den markanten Einfluss der Grundwasserstände auf den pH-Wert (Abbildung 31).

Die Ca Gehalte (nicht dargestellt) schwanken in den Horizonten zwischen 7,21 gkg⁻¹TS und 8,97 gkg⁻¹TS und stimmen gut mit Ca Gehalten aus anderen schwach sauren Niedermooren überein (Feige 1977). Bei Gehalten von maximal 0,9% sind die Böden auf dem Testfeld gemäß BKA4 als „sehr carbonatarm“ bis „carbonatarm“ (CaCO₃ <0,5% bis 2%) zu bezeichnen.

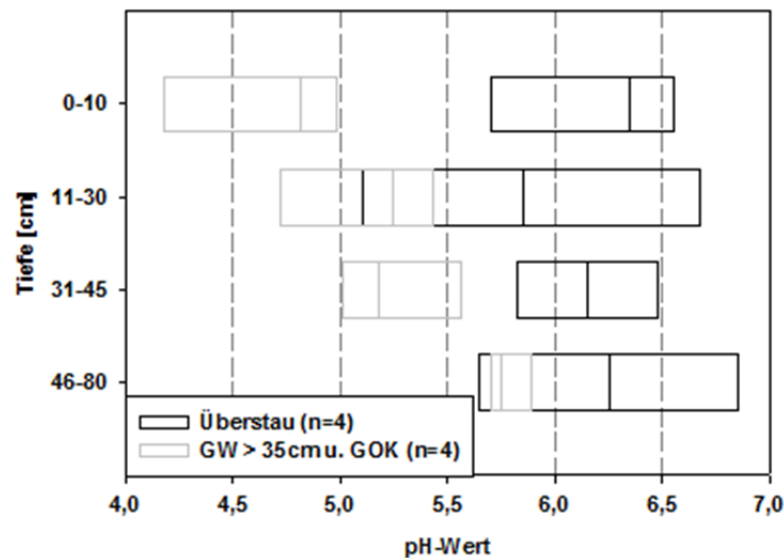


Abbildung 31: Grundwasserstandabhängige pH-Wertentwicklung der Bodenhorizonte, Perzentile und Median (n=4).

Die C Gehalte sind mit den übrigen in Tabelle 10: dargestellten Gesamtgehalten (N, P, Fe und S) hoch signifikant positiv korreliert ($r^2 > 0,86$, $p < 0,0001$). Entsprechend nehmen die Gesamtgehalte von den Antorfen zu den Volltorfen zu. Abnehmende Stoffgehalte bei sinkenden C Gehalten sind Ausdruck der Stoffverluste durch Mineralisation. Der mittlere C Gehalt der Antorfe liegt bei $8,0\% \pm 3,7\%$, der für Halbtorfe bei $21,0\% \pm 6,2\%$ und der für Volltorfe bei $35,9\% \pm 3,3\%$. Für eine nahegelegene Polderfläche ermittelt Oppermann, 1998 in den Böden einen mittleren C_t Gehalt von 26%.

Die mittleren N Gehalte des Testfeldes (Naucke, 1990, Kuntze et al., 1992), S Gehalte (Scheffer und Schachtschabel, 1992; Oppermann, 1998) und Fe Gehalte (Lamers et al., 2001; Kruse und Leinweber 2008; Zak et al., 2008) liegen in einem aus der Literatur bekannten Bereich. Da weder erhöhte S-Gehalte, wie von Schlichting et al., 2002 (1,0-4,2%) dokumentiert, noch hohe, durch Sumpfungswässer beeinflusste Fe Gehalte in einem Bereich zwischen 3,6 bis 15% TS (Henrot & Wieder, 1990) ermittelt werden, kann ein direkter Einfluss durch Sumpfungswässer ausgeschlossen werden. Die räumliche Verteilung der Gehalte ist in Anhang B-I dargestellt.

Die mittleren P Gehalte nehmen von $390 \pm 170 \text{ mgkg}^{-1}\text{TS}$ für Antorf, $540 \pm 200 \text{ mgkg}^{-1}\text{TS}$ für die Halbtorfsubstrate und $910 \pm 190 \text{ mgkg}^{-1}\text{TS}$ für die Volltorfe zu. Sie stimmen mit Werten aus der Literatur von $200 \text{ mgkg}^{-1}\text{TS}$ bis $1200 \text{ mgkg}^{-1}\text{TS}$ überein (Feige 1977; Zeitz, 1996; Chen et al., 2001). Sie zeigen ein deutliches Maximum im nHv Horizont (0-10cm Tiefe) mit $0,86 \text{ gkg}^{-1}$

¹TS. Im Ton- und Schluff haltigen Klock Horizont bleiben die P_t Gehalte im Vergleich zum nHa Horizont annähernd gleich bei $0,59 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$. Im unterlagernden Feinsand-Mittelsand sinken die P Gehalte deutlich auf $0,1 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ ab.

Das *Fe:P* Verhältnis ist ein grobes Maß für die Verfügbarkeit von Fe als Bindungspartner von P. Auf dem Testfeld liegen die *Fe:P* Verhältnisse in einem Bereich zwischen 13-19 und nehmen mit zunehmenden Zersetzungsgrad zu, was eine Anreicherung von Fe(III)-(Hydr)oxide und Tonmineralen bei zunehmender Degradierung und Verwitterung der Böden belegt (Okruszko, 1989; Golterman, 2004). Grundsätzlich weisen die ermittelten Verhältnisse auf eine ausreichende Phosphor Bindungskapazität hin.

Das *Fe:S* Verhältnis gibt einen Hinweis auf eine mögliche Beeinflussung des *Fe:P* Kreislaufs durch den *Fe:S* Kreislauf (Zak & Gelbrecht, 2002; Zeitz und Veltz, 2002). In den Oberböden (0-30cm Tiefe) liegen die molaren *Fe:S* Verhältnisse im Mittel bei $>1,7$. Sie nehmen von den Antorfen zu den Volltorfen von 5,8 auf 1,7 ab und weisen die geringsten *Fe:S* Verhältnisse im oberflächennahen nHv-Horizont auf. Minimale Verhältnisse liegen bei 1,1. Damit werden Verhältnisse ermittelt bei denen nach Zeitz & Veltz, 2002 ein signifikantes P Freisetzungsrisiko besteht. Eine Vielzahl von Studien belegen, dass es aus Niedermoorböden und Gewässersedimenten bei der Anwesenheit hoher Mengen an SO_4^{2-} zu erheblichen Freisetzungen von P kommen kann (Caraco et al., 1989; Roden and Edmonds, 1997; Lamers et al., 2001; Smolders & Roelofs, 1993; Zeitz & Veltz, 2002; Zak & Gelbrecht, 2002; Zak et al., 2006 und Loeb et al., 2007). Nach Vernässung und Einsetzen anaerober Bedingungen wird Sulfat, das unter aeroben Bedingungen aus organischem Schwefel oder sulfidischen Verbindungen oxidiert worden ist, zu H_2S reduziert. In einem weiteren Schritt können Sulfide und das aus der Reduktion von Fe(III) entstandene löslichere Fe(II) als FeS (Eisenmonosulfid) oder das schwer lösliche FeS_2 (Pyrit) festgelegt werden (Clavero et al., 1997; Roden & Edmonds, 1997). SRP, das nach Überstau bei der Reduktion von Fe(III)(hydr)oxiden in das Porenwasser mobilisiert worden ist, unterliegt einem diffusiven Aufstieg entlang von Konzentrationsgradienten (Hupfer et al., 1995). Da das anaerob freigesetzte Fe(II) sulfidisch festgelegt wird, fehlt es an der Übergangszone zum aeroben Bereich als Bindungspartner für P, wo es bei Anwesenheit im Porenwasser teilweise erneut als Fe(III)-(Hydr)oxid ausfallen würde. Entsprechend kann durch die Reduktion von SO_4^{2-} ein wesentlicher Phosphor Retentionseffekt (Chambers & Odum 1989) an der Redox Übergangszone abgeschwächt oder aufgehoben werden.

4.4.2 Mikrobiologische Charakterisierung der Niedermoorböden

Relative mikrobielle Bodenbiomasse

Die relative Boden DNA zeigt bei abnehmenden Mengen mit zunehmender Tiefe in allen Testplots eine deutliche Tiefenabhängigkeit. Mit Ausnahme von Mk2 weist sie ebenfalls eine deutliche Abhängigkeit zum C Gehalt in den jeweiligen Plots auf. Eine für alle Testplots gültige allgemeine Beziehung zwischen relativer Boden DNA und C Gehalt kann jedoch nicht ausgewiesen werden. Das spricht dafür, dass sich neben dem C Gehalt weitere kleinräumige Standortfaktoren entscheidend auf die Menge der vorkommenden Boden DNA auswirken.

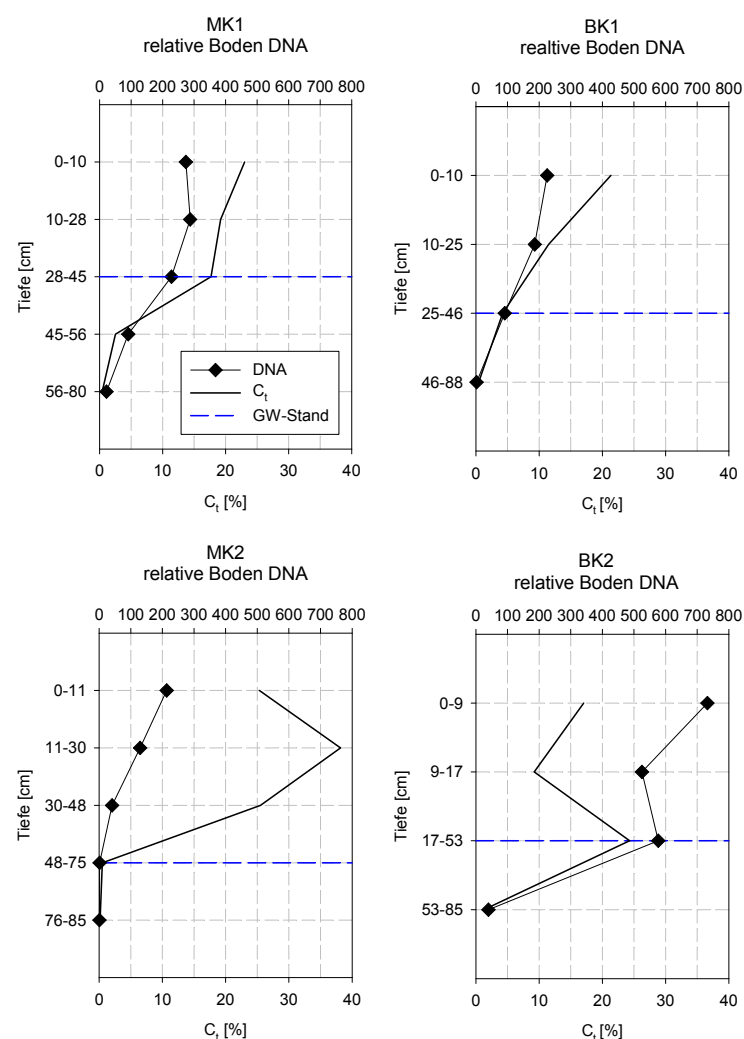


Abbildung 32: Relative Boden DNA, C-Gehalt und Grundwasserstand in den Bodenhorizonten der Testplots Mk1, Bk1 (TA) sowie Mk2 und Bk2 (TB).

Während Mk2 und Bk1 sehr ähnliche Mengen an relativer Boden DNA ausweisen, ist sie an Mk1 mit relativen Mengen von 200 bis 300 deutlich erhöht. An Bk2 steigen die Mengen im

oxischen Bereich signifikant auf über 500 bis 700 an. In den Grundwasserdominierten anoxischen tieferen Zonen gehen die relativen Mengen an Boden DNA signifikant zurück (Abbildung 32).

Bestimmung der Mikrobiellen Aktivität (Dimethylsulforeduktase-Aktivität)

Die mikrobielle Aktivität hängt von einer Vielzahl von Einflussfaktoren ab. Dazu gehört der organische Gehalt der Böden, der in direkter Beziehung zur Menge der mikrobiellen Biomasse steht (Dornbush, 2007, Kraigher et al., 2006). Darüber hinaus können Temperatur und Wasserstand (Keller et al., 2004), die sich auch in der Saisonalität und Jährlichkeit (Potila & Sarjala, 2004) widerspiegeln, der pH-Wert und das Redoxpotenzial (Enwall et al., 2007; D'Angelo & Reddy, 1999) sowie die Nährstoff- und die Substratverfügbarkeit (Wright & Reddy, 2007) die mikrobielle Aktivität beeinflussen. Ein direkter Vergleich von Aktivitäten der mikrobiellen Biomasse muss daher immer unter Berücksichtigung der vielfältigen Einflussfaktoren erfolgen.

Auf dem Testfeld nimmt die mikrobielle Aktivität in allen vier Plots mit der Tiefe ab (Abbildung 33). Bei Tiefen >0,1m liegen die Aktivitäten bei <100ng DMSO g⁻¹TS h⁻¹. Eine deutlich erhöhte DRA findet sich in den Proben der obersten Bodenschicht bis 0,1m Tiefe. Insbesondere an Bk2 und Mk1 steigen die Aktivitäten auf 170ngDMSO g⁻¹TS h⁻¹ bzw. auf 330ng DMSO g⁻¹TS h⁻¹ an.

Die erhöhten Werte an MK1 verdeutlichen eine verstärkte mikrobielle Aktivität, die mit dem häufigen Wechsel von Überstau und Trockenfallen und der Ausbildung einer angepassten mikrobiellen Population erklärt werden kann (Sauerbrey et al., 1991; Balla et al., 2003; Kim et al., 2008). Dennoch repräsentieren die ermittelten Aktivitäten eher niedrige Bereiche. Für Bodenproben aus Ackerstandorten unterschiedlicher Nutzung werden Aktivitäten von 130ng g⁻¹TS h⁻¹ bis 306ng g⁻¹TS h⁻¹, in Grünlandböden 450ng g⁻¹TS h⁻¹ bis 680ng g⁻¹TS h⁻¹ und in Waldböden zwischen 150ng g⁻¹TS h⁻¹ und 930ng g⁻¹TS h⁻¹ gemessen (Alef & Kleiner 1989; Alef, 1990).

Die mikrobielle Aktivität weist bei einem deutlichen Anstieg in den unvernässten, oxischen Horizonten auf einen Zusammenhang mit dem Grundwasserstand hin. Dieser Trend lässt sich unabhängig von den vorherrschenden C Gehalten an jedem Testplot nachweisen und stimmt gut mit Ergebnissen der relativen Menge der mikrobiellen DNA überein.

Eine Beeinflussung der mikrobiellen Aktivität durch die hydrologischen Bedingungen, z.B. durch die Abwesenheit aerober Populationen unterhalb der ungesättigten Zone ist eine logische Erklärung für die in der Tiefe geringe relative DNA und DMSO-Reduktase Aktivität. Die insgesamt niedrigen Raten und niedrige relative DNA Mengen sind auf die extreme Trockenheit im Sommer 2000 zurückzuführen, die zu einer Reduktion der mikrobiellen Biomasse führen kann (Keller et al., 2004).

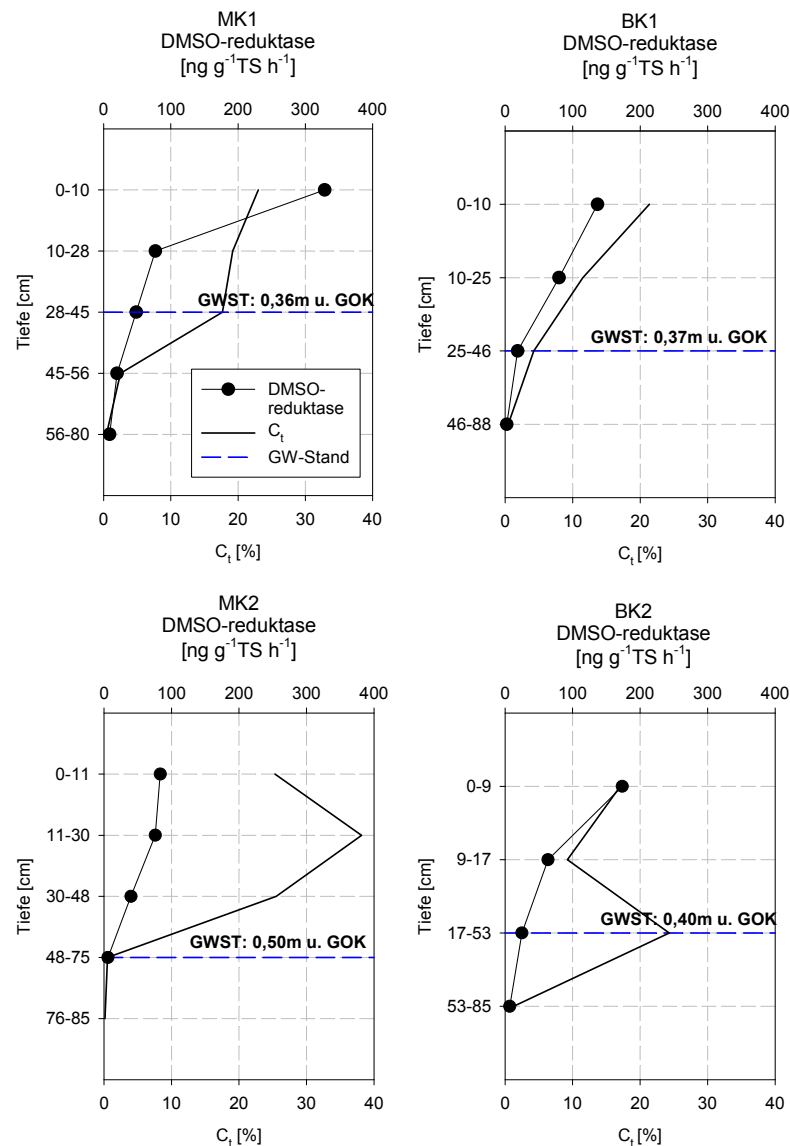


Abbildung 33: Dimethylsulforeduktase-Aktivität (DRA), C-Gehalt und Grundwasserstand in den Bodenhorizonten der Testplots Mk1, Bk1 (TA) sowie Mk2 und Bk2 (TB).

Charakterisierung des physiologischen Profils von Bakteriengemeinschaften

Extreme Veränderungen der Redoxbedingungen und der Hydrochemie durch schnelle Wasserstandsänderungen im Porenwasser, wie sie durch einen Wechsel von Trockenfallen und Überstau verursacht werden, führen zu einer Veränderung oder Anpassung der Populationsstruktur der Mikroorganismen und damit zu veränderten Stoffumsatzprozessen (Balla et al., 2003; Keller et al., 2004; D'Angelo & Reddy, 1999). Diese Veränderungen sind mittels „biochemischen Fingerprint“ zeit- und ortspezifisch für Aerobier und Anaerobier qualifizierbar (Wunsche et al., 1995; Garland, 1996; Wunsche & Babel, 1996). Eine tiefenabhängige Veränderung oder Anpassung der Populationsstruktur der Mikroorganismen bei veränderten hydrologischen Bedingungen gibt demnach Auskunft über potenzielle Stoffumsatzprozesse und die Inkorporation von P in mikrobieller Biomasse. Dies ermöglicht Aussagen zu notwendigen Anpassungen für das Staumanagement zur Vermeidung erhöhter P-Frachten (in das Grundwasser oder Überstauwasser).

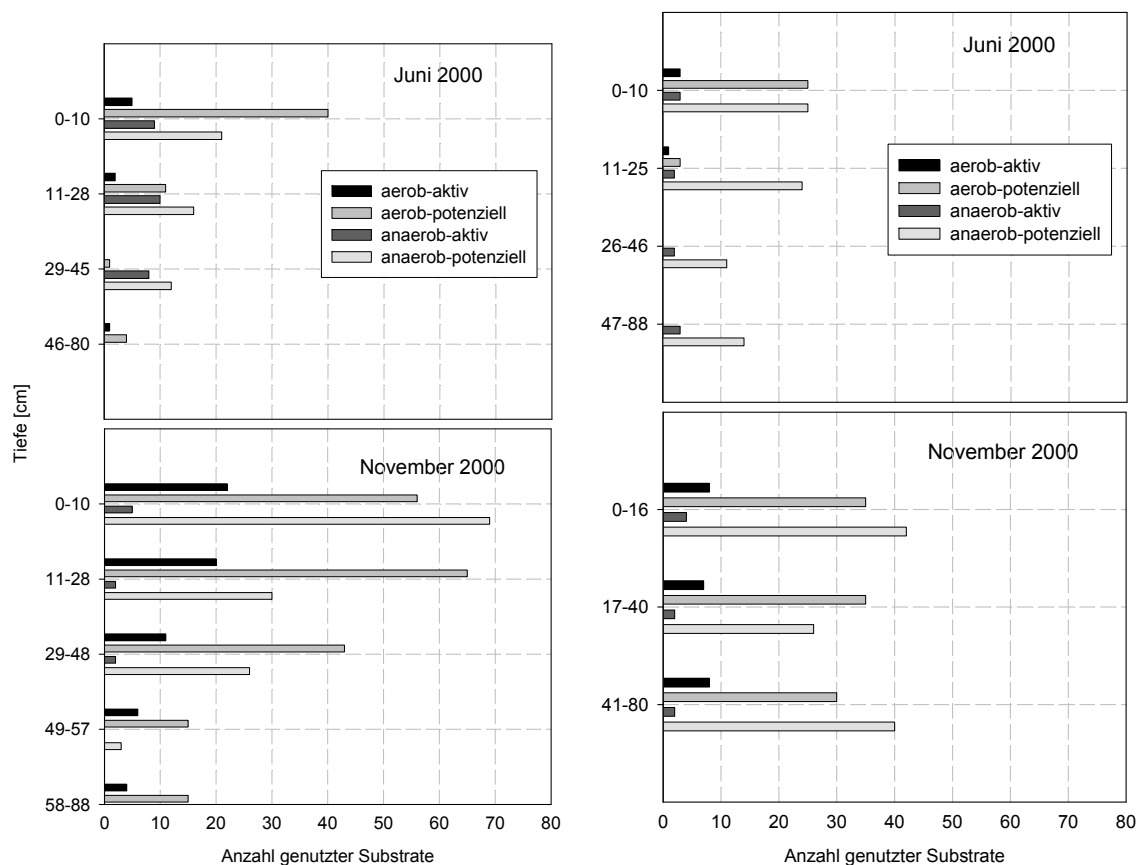


Abbildung 34: Horizontbezogene bei aeroben und anaeroben Bedingungen Mk1, Bk1 (TA) und Mk2, Bk2 (TB) im Juni 2000 und November 2000.

Durch die tiefen- und ereignisabhängige Analyse der Populationsstruktur kann der dynamische Übergang zwischen aeroben mikroaerophilen zu anaeroben Aktivitäten charakterisiert werden. Sie gibt Aufschluss darüber, ob die funktionellen Änderungen auf eine Adaption vorhandener Mikroorganismen (Aktivierung - Inaktivierung) oder auf populationsdynamische Effekte (Wachsen - Absterben) zurückzuführen ist (Balla et al., 2003). Prinzipiell wäre bei der zweiten Variante mit einem erhöhten Risiko für P-Freisetzungen bei Wasserstandänderungen zu rechnen.

Es ergeben sich deutliche Unterschiede der mikrobiellen Gemeinschaften an den Standorten (Mk1 und Bk1) und zu den Zeitpunkten, was auf räumlich und zeitlich differenzierte Mikroorganismen Populationen und mikrobielle Aktivitäten hinweist. Die hohe saisonale und räumliche Differenziertheit von mikrobiellen Populationen sowie ihre Abhängigkeit von verschiedenen Einflussfaktoren sind in der Literatur ausgiebig dokumentiert (s.o.).

Generell zeigt sich an Mk1 erneut eine deutlich ausgeprägte Tiefenabhängigkeit mit abnehmender Substratverwertung bei zunehmender Tiefe. Diese häufig beschriebene tiefenabhängige Abnahme ist bei Bk1 weniger ausgeprägt und kann für den November 2000 nicht nachgewiesen werden, was an den erhöhten Grundwasserflurabständen an Bk1 liegen kann. Für beide Standorte zeigt sich bei gleicher Inkubationszeit im Juni 2000 eine deutlich geringere Anzahl potenziell verwerteter Spektren als im November 2000. Diese ist durch die ausgeprägte Trockenperiode von April 2000 bis Juli 2000 mit niedrigen Graben- und Grundwasserstände sowie hohen Temperaturen zu erklären und schlägt sich in niedrigen DRA Aktivitäten und relativer Boden DNA nieder (Absterben).

Trotz einer reduzierten Population in den extremen Sommermonaten des Jahres 2000 zeigt sich insgesamt eine an die Grundwasserstandänderungen stark angepasste Mikroorganismen Population. Im Grundwasserschwankungsbereich mit Grundwasserständen von bis zu 0,4m u. GOK im Sommer bis zu Überstaubedingungen im Winter konnten simultan aktive aerobe und anaerobe Mikroorganismen-Populationen ausgewiesen werden. In den unterhalb des Grundwasserschwankungsbereichs liegenden Horizonten existieren vorwiegend Anaerobier. Eine Aktivierung aerober Verwertungsmuster ist hier kaum möglich. Lediglich im November 2000 nach einem Wechsel von Überstaubedingungen und Trockenfallen wurden auch noch in Tiefen >0,4m eine erhöhte potenzielle aerobe Verwertung von Substraten nachgewiesen. Möglicherweise stellen sich im Porenraum kleinräumige Bereiche ein, in denen temporär aerobe Bedingungen herrschen. Eine weitere Analyse der Verwertungsmuster von

Bodenproben im Juni 2001 (hier nicht dargestellt) zeigt ähnlich wie im Juni 2000 kein oder nur ein sehr geringes Auftreten aerober Verwertungsmuster in Tiefen >0,4m.

Die Sensitivität der Populationen auf Wasserstandsänderungen kann durch eine Verlängerung der Inkubationszeit der Mikrotiterplatten charakterisiert werden (Balla et al. 2002). Abbildung 35 zeigt, dass die aerobe Verwertung bei Einstellung gemäßigerer Bedingungen nach Überstau und erneuten niedrigen Grundwasserständen zum Herbst hin zunimmt, während die anaerobe Verwertung abnimmt. Bei Wintereinstau kehren sich die Verhältnisse um. Die Aktivierbarkeit potenziell vorhandener inaktiver Populationen ist im Herbst kürzer, wobei die aerobe Population insgesamt etwas schneller reagiert als die anaerobe Population. Die potenzielle Aktivität der Mikroorganismenpopulationen wird demnach in Abhängigkeit der Jahreszeit in 7 - 12 Tagen (Aerobier) bzw. in 9 - 14 Tagen (Anaerobier) erreicht.

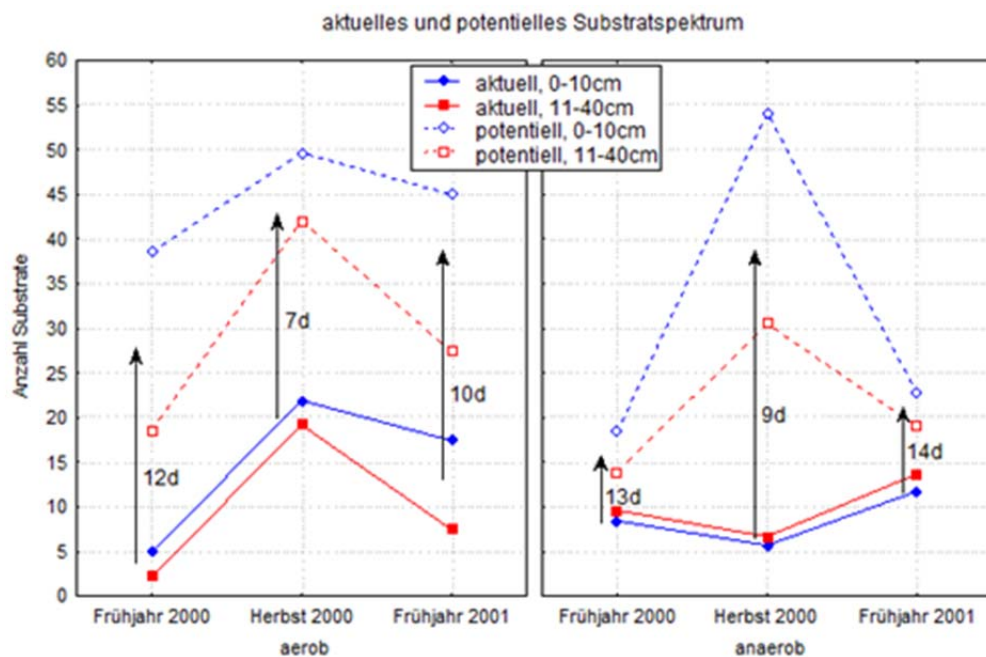


Abbildung 35: Biochemische Aktivität der Mikroorganismen unter aeroben und anaeroben sowie Reaktionszeit der Populationen bis Erreichen des potenziellen Verwertungsspektrums (Balla et al., 2003).

Die deutlich erhöhte Anzahl genutzter Substrate durch langsam sich adaptierende und etablierende Populationen verdeutlicht unter dem Gesichtspunkt eines optimierten Wassermanagements die Notwendigkeit einer angepassten Stauhaltung. Schnelle Wasserstandsänderungen führen temporär zu einem inaktiven Status einzelner Populationen. Stoffumsatzprozesse werden bei schnellen Wasserstandsänderungen gehemmt und Stofffestlegungen in mikrobieller Biomasse verhindert. Dies ist relevant, da hohe Anteile an P

in der mikrobiellen Biomasse von Niedermoorböden und Sedimenten inkorporiert sein können (Sinke et al., 1993). In einer Tiefe von 0-10cm ermitteln (Baum et al., 2003) einen Anteil an mikrobiell inkorporiertem P von 144 kgPha^{-1} . Eine teilweise Inaktivierung oder sogar das Absterben von mikrobiellen Populationen kann daher zu einer erheblichen Mobilisierung von organischem Phosphor führen.

Überträgt man die Kenntnisse der mikrobiellen Funktionsweise auf dem Testfeld auf das Wasserstandsmanagement, so sollte neben dem Ziel einer langsamen Grundwasserstandsänderung ebenfalls ein Absinken der Grundwasserstände unter 0,4m u GOK vermieden werden. In diesen Tiefen konnten kaum noch aerobe Verwertungsmuster aktiviert werden. Bei einer Verlagerung der Redox-Grenzschicht in diese Tiefen muss mit einer erhöhten P-Freisetzung gerechnet werden, da eine ausgeprägte Aufnahme von SRP durch mikrobielle Biomasse unterbleibt.

Ein schnelles Absinken der Grundwasserstände und eine extreme Trockenheit führen zur Inaktivierung und teilweise Absterben von Teilen der Populationen, die sich jedoch bei steigenden Grundwasserständen und mäßigen Bedingungen schnell wieder erholen.

4.4.3 Phosphor Bindungsformen der Niedermoorböden

In sechs Bodenproben werden die Phosphor Bindungsformen untersucht und als Mittelwerte in Abbildung 36 dargestellt. Das Trockengewicht der Böden nimmt mit zunehmender Tiefe im Mittel zu, der GV mit zunehmender Tiefe ab. Die niedrigen Trockengewichte und hohen GV der oberen 5 Zentimeter lassen sich bei Wassersättigung durch die verstärkte Akkumulation von organischem Material wie abgestorbenen Pflanzenresten erklären.

Die P-Gehalte der Böden zeigen ein deutliches Maximum in 0-5cm Tiefe mit mittleren Gehalten von $1145 \text{ mgPkg}^{-1} \text{ TS}$. Dabei streuen die P-Gehalte von $603 \text{ mgkg}^{-1} \text{ TS}$ bis zu $1460 \text{ mgkg}^{-1} \text{ TS}$. In Tiefen $>5\text{cm}$ finden sich in den Böden deutlich geringere P-Gehalte, die im Mittel nur wenig um $400 \text{ mgPkg}^{-1} \text{ TS}$ streuen.

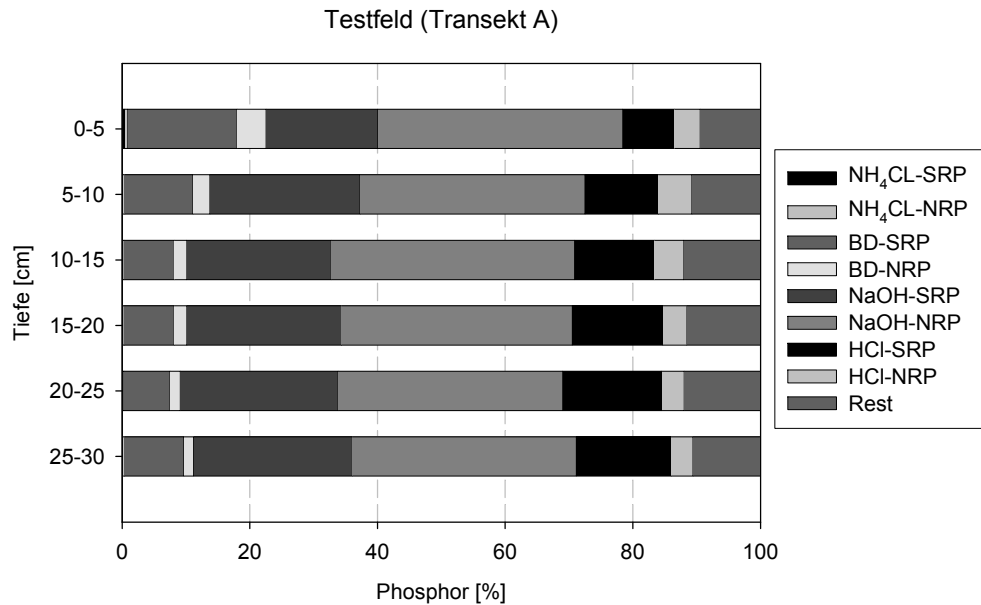


Abbildung 36: Mittlere Anteile der P-Fractionen [%] am Gesamt P-Gehalt (n=6).

Die Phosphor Bindungsformen zeigen eine gute Übereinstimmung zu P Fraktionierungen in anderen Studien. Der Anteil an organisch gebundenem P (51-57%) stimmt gut mit Ergebnissen von Reddy et al., 1999 überein, der dominante Anteil im organischen P (NaOH-NRP = 40%) wird in Ergebnissen von Schlichting et al. 2000; Jordan et al., 2007; Jordan et al. 2008 bestätigt. Zudem ähneln sich Anteile des Phosphors, der an kristallinen Eisen(III)(hydr)oxiden gebunden ist (NaOH-SRP= 18% - 23%) mit Ergebnissen von Reddy et al., 1999. Auch die Tiefenabhängigkeit des an amorphe Eisen(III)(hydr)oxide und Mn-oxide gebundenen Phosphors (in 0-5cm Tiefe = 18%, darunter <7%) ist in diversen Studien zu Seesedimenten und Feuchtgebieten dokumentiert (Hupfer et al., 1995; Gabriel, 1999). Der als gelöst angesehene NH₄Cl SRP und NRP liegt in den tiefenabhängigen Segmenten im Mittel zwischen 0,5% und 0,1%. Die erhöhten Anteile kommen im oberflächennahen Segment (0-5cm Tiefe) vor. In anderen degradierten Niedermoorböden wurden NH₄Cl Anteile zwischen 0,02% bis 1,25% ermittelt (Jordan et al., 2007). Setzt man voraus, dass die NH₄Cl und die BD Fraktion den leicht verfügbaren P kennzeichnet (Psenner 1988; Gunatilaka, 1988) so zeigt sich eine tiefenspezifische Abnahme des leicht oder pflanzenverfügbaren Phosphors von 22,6% (0-5 cm Tiefe) auf 11,2% (25-30 cm Tiefe).

Auswirkungen der Degradierung auf die Phosphor Bindungsformen

Anhand der P-Bindungsformen in den Antorfen (n=3) und den Halbtorfen (n=3) kann ein möglicher Einfluss der Degradierung auf das Phosphor-Freisetzungs potenzial abgeschätzt

werden. Ein Vergleich der Glühverluste zeigt einen deutlich erhöhten Anteil der organischen Substanz der Halbtorfe in allen analysierten Tiefen. Dieser schwankt im Mittel nur zwischen 31,4% und 35,4%. In den Antorfen weisen die mittleren Glühverluste von 0-30cm Tiefe ausgeprägte Unterschiede der organischen Substanz mit GV von minimal 8,2% und maximal 28,2% auf.

Die P Gehalte nehmen mit zunehmender Tiefe ab. Zudem zeigen sich geringere P Gehalte in den Antorfen (Abbildung 37). Eine Abnahme der P Gehalte in Niedermoorböden mit zunehmender Degradierung wird auch von Schlichting et al., 2002 festgestellt.

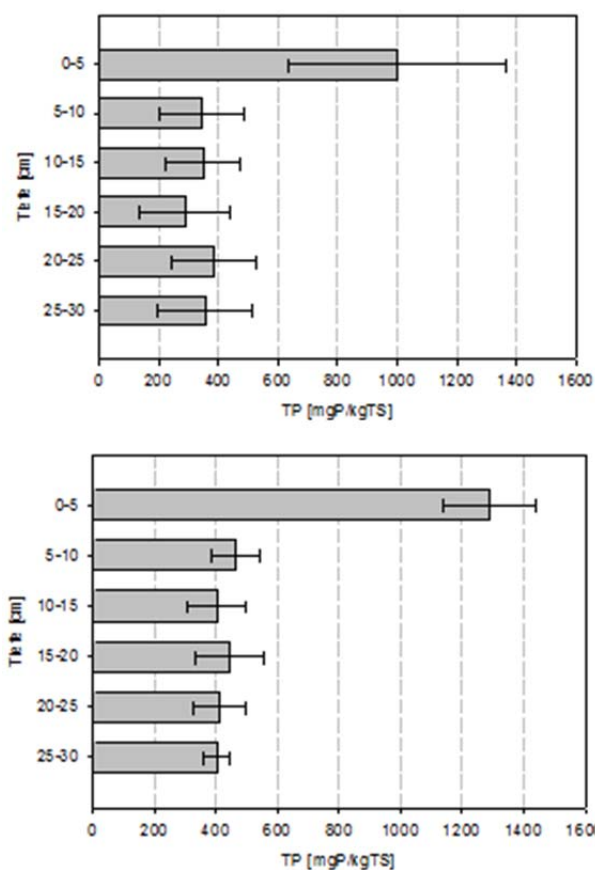


Abbildung 37: Tiefenspezifische P Gehalte [mgkg⁻¹TS] im Antorf (n=3) und Halbtorf (n=3), Mittelwerte und STABW.

Die Phosphor Bindungsformen der Antorfe und Halbtorfe weisen deutliche Unterschiede aus (Abbildung 38):

- Vom Halbtorf, als durch organischen P dominiertes System kommt es zu einer Verschiebung zum Antorf, als stärker durch anorganischen P geprägtes System (der Halbtorf weist im Mittel 41,2% anorganischen P auf, Antorf 50,4%),
- Der Anstieg der anorganischen Anteile im Antorf erfolgt durch eine Zunahme der BD-SRP- aber auch der HCl-SRP Fraktion,
- Im Halbtorf zeigen sich erhöhte Anteile in der NaOH-NRP Fraktion von 43,9%, im Antorf nur 28,8%,
- Der Anteil der leicht verfügbaren P-Fractionen (NH_4Cl und BD-SRP) steigt im Antorf gegenüber dem Halbtorf von 10% auf 15% an.

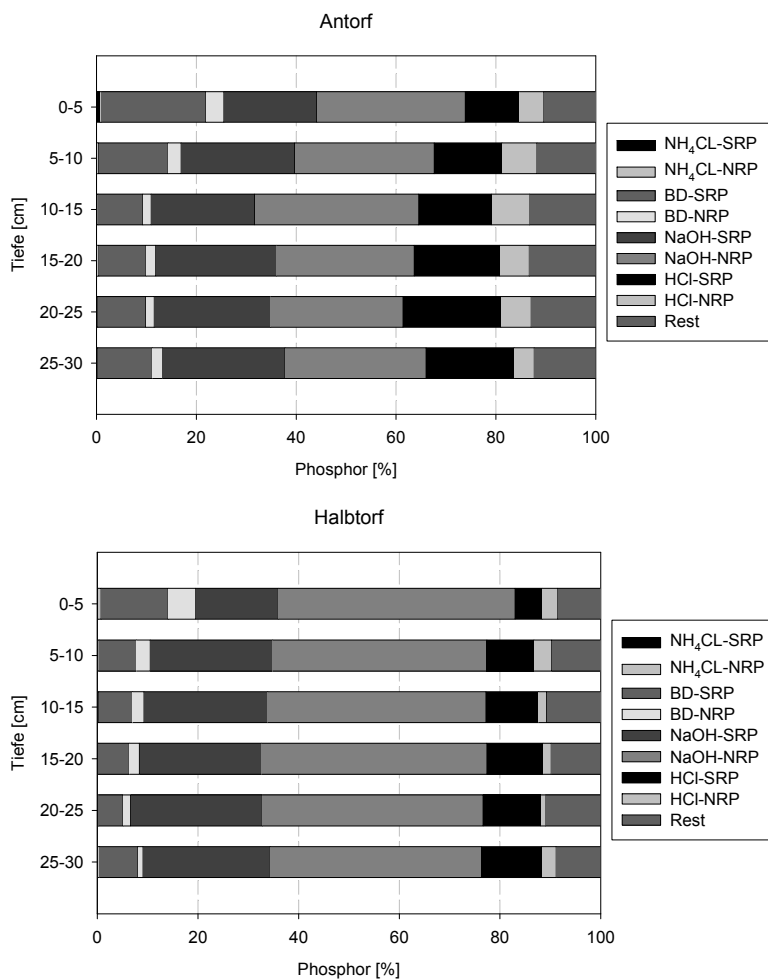


Abbildung 38: Mittlere Anteile der P-Fractionen [%] am Gesamt P-Gehalt im Antorf (n=3) und Halbtorf (n=3).

Eine zunehmende Degradierung der Niedermoorböden führt zu einer Abnahme der P Gehalte, zu einer Abnahme des organisch gebunden Phosphors und zu einer Zunahme des BD-SRP, der bei Wiedervernässung und Einstellung anaerober Bedingungen zu einer hohen Mobilisierung von P in das Porenwasser führen kann. Die Transformation von organischem Phosphor hin zu redox sensitivem anorganischen Fe(III)-(Hydr)oxid gebundenem P sowie zu säurelabilen und pH-Wert abhängigen carbonatischen Bindungen wird bei zunehmender Degradierung der Torfböden übereinstimmend auch von Leinweber et al., 2002; Jordan et al., 2007 und Zak et al., 2008 festgestellt. Eine Abnahme des Detritus- und Huminstoff- gebunden Phosphors mit zunehmender Degradierung der Böden ist eine Folge intensiver Mineralisationsprozesse. Der Anstieg der leicht verfügbaren Fraktion im Antorf ist dagegen auf die bereits diskutierte Anreicherung von amorphen Eisen(III)(Hydr)oxiden in den stärker belüfteten Flächenanteilen zurückzuführen.

Aus den Ergebnissen der Phosphor Fraktionierung von Böden mit unterschiedlichen Degradierungserscheinungen folgt, dass eine Erhöhung des P-Freisetzungsrisikos direkt mit dem Maß der Torfdegradierung assoziiert ist. Die dargestellte Verschiebung der Fraktionen stellt eine Hauptursache für die bei Wiedervernässung genutzter Niedermoore häufig beobachtete signifikante Rücklösung von Phosphor da (Sallade & Sims, 1997; Reddy & Connor 1998; Rupp et al., 2004; Litaor et al., 2006; Zak et al., 2008; Meissner et al., 2008).

Einfluss der hydrologischen Bedingungen auf die Phosphor Mobilität

Um den Einfluss der häufig wechselnden hydrologischen Bedingungen auf die P-Mobilität zu ermitteln werden die leicht verfügbaren Fraktionen (NH₄Cl und BD-SRP) im Antorf und im Halbtorf bei Überstaubedingungen und bei niedrigen Grundwasserständen miteinander verglichen (Abbildung 39 und Abbildung 40).

Im Antorf zeigt sich bei Trockenfallen ein Anstieg der BD-SRP Fraktion. Im Mittel wird über alle tiefenspezifischen Segmente während trockener Bedingungen ein BD-SRP Anteil von 16,8% gemessen, bei Überstaubedingungen geht der Anteil auf 11,6% zurück. Die größten Zunahmen werden für die oberen 0-10cm ermittelt. Hier steigt der im BD-SRP festgelegte Phosphor von 16% auf 22% an.

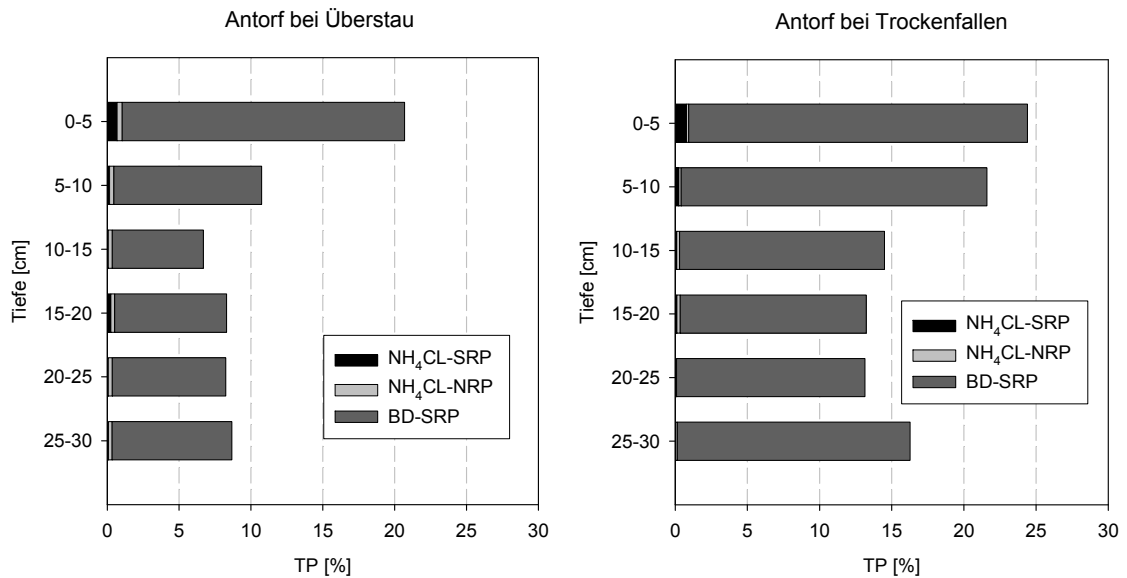


Abbildung 39: Anteile der leicht verfügbaren P-Fractionen [%] (NH₄Cl-SRP+NH₄Cl-NRP+BD-SRP) im Antorf bei Überstau und Trockenfallen.

Im Halbtorf zeigt sich ebenfalls eine Erhöhung der BD-SRP Fraktion bei trockenen Bedingungen. Diese ist jedoch nur in den ersten 0-5cm stark ausgeprägt (Anstieg von 12% auf 18 %).

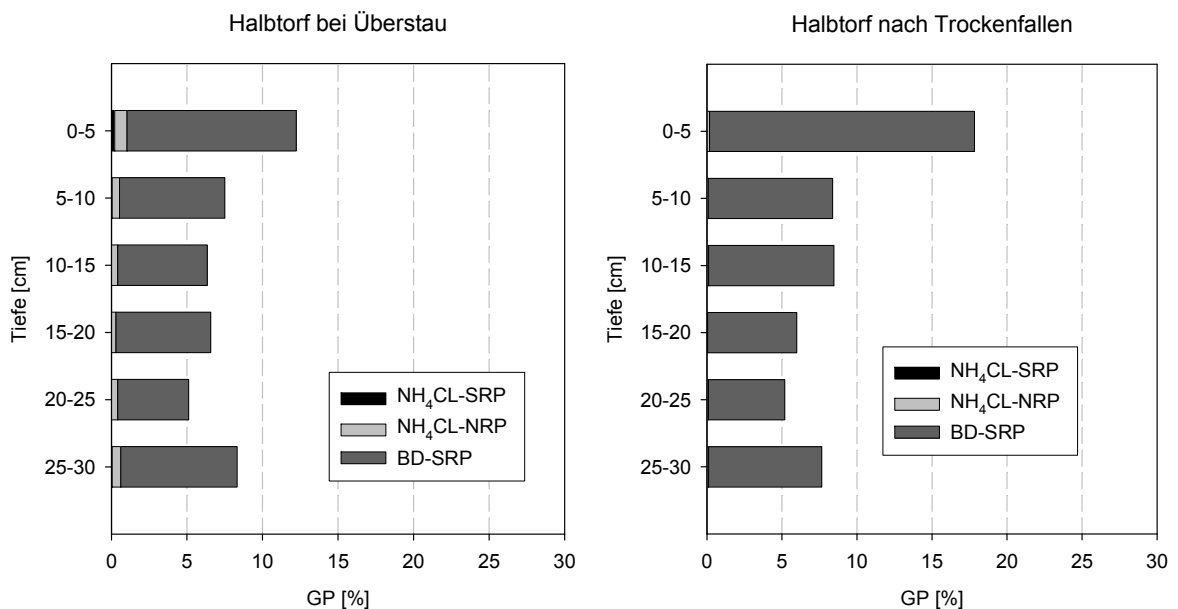


Abbildung 40: Anteile der leicht verfügbaren P-Fractionen (NH₄Cl-SRP+NH₄Cl-NRP+BD-SRP) im Halbtorf bei Überstau und Trockenfallen.

In größeren Tiefen kommt es nur zu sehr geringen Zunahmen der leicht verfügbaren P-Fraktionen. Während es bei Trockenfallen und Oxidation der Bodenhorizonte zu einer verstärkten Bildung und Festlegung von P an amorphen Eisen(III)-(Hydr)oxiden kommt, werden bei Überstaubedingungen und einsetzenden reduzierenden Bedingungen aus dieser Fraktion erneut große Mengen an SRP in das Porenwasser freigesetzt. Ein häufiger Wechsel von oxidierenden und reduzierenden Bedingungen verstärkt diese Wirkungsweise.

Mit häufigem Trockenfallen und zunehmender Degradierung der Böden wächst der Anteil amorpher Eisen(III)-(Hydr)oxide im Boden an. Entsprechend wächst der Anteil von P, der bei Trockenfallen in der BD-SRP Fraktion festgelegt wird. Bei Überstau und sich einstellenden anaeroben Bedingungen können dagegen mit der Zeit immer größere Mengen an SRP in das Porenwasser freigesetzt werden.

Die Untersuchungen belegen den dominanten Einfluss der hydrologischen Bedingungen auf die P- Umsatzprozesse in den Niedermoorböden (Antorf und Halbtorf), die auch von (Loeb et al., 2007, Zak and Gelbrecht, 2007, Loeb et al., 2008) dokumentiert werden. Dabei erhöht sich das Freisetzungsrisiko für Phosphor mit zunehmender Degradierung und einem verstärkt auftretendem Wechsel zwischen Trockenfallen und Überstau der Flächen.

4.4.4 Phosphataseaktivitäten in den Niedermoorböden

Parallel zur P-Bindungsform wird die extrazelluläre Phosphataseaktivität (saure und alkalische) in den einzelnen Segmenten ermittelt. Die saure- und die alkalische Phosphatase zeigen eine gute Übereinstimmung ($r=0,76$, $p<0,0001$). Insgesamt lassen sich deutlich erhöhte Aktivitäten der sauren Phosphatase ermitteln, weshalb diese (bei pH-Wert Optimum in den Böden) stellvertretend diskutiert wird. Im Mittel stellt sich ein deutliches Maximum der sauren Phosphatase in 0-5cm Tiefe ein ($6400\mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$). Die Aktivitäten in den tieferen Segmenten liegen unter $2000\mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$ und nehmen mit der Tiefe ab (Abbildung 41). Eine derartige tiefenabhängige Abnahme der Enzymaktivitäten wird auch in Seesedimenten Hakulinen et al., 2005 und in degradierten Niedermoorböden Baum et al., 2003 ermittelt. In einer Studie, die sich mit der tiefenspezifischen Verteilung der Phosphataseaktivitäten beschäftigt, werden Zunahmen sowohl der sauren- als auch der alkalischen Phosphataseaktivitäten im Übergangsbereich zwischen Wurzelzone und Boden gefunden (Tarafdar & Jungk, 1987 zitiert in Newman & Robinson, 1999). Obwohl der Wurzelfilz entfernt wurde, kann damit gerechnet werden, dass das obere Segment nicht

vollkommen frei von aktiven Pflanzenwurzeln ist, so dass eine Beeinflussung der sauren Phosphatase möglich ist.

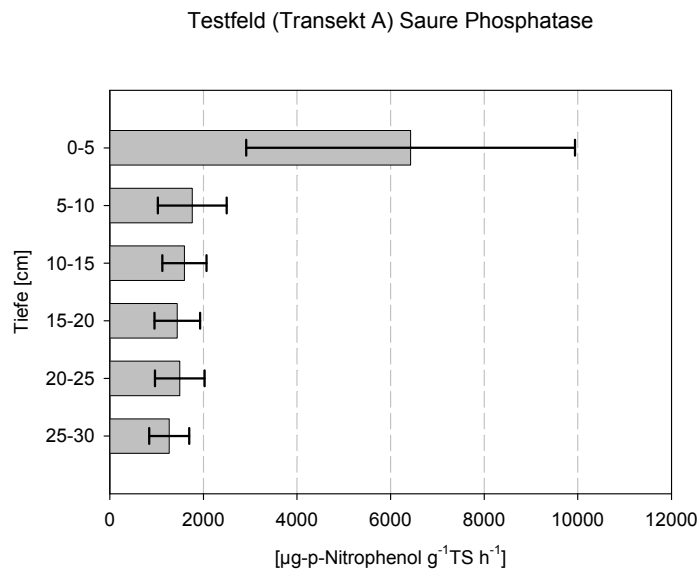


Abbildung 41: Tiefenspezifische saure Phosphataseaktivitäten [$\mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$] in den Niedermoorböden (n=6), Mittelwerte und STABW.

Während die Maximalwerte der Studie von Baum et al., 2003 (maximale saure Phosphataseaktivitäten von $3963 \mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$ in 0-10cm Tiefe) um das Doppelte überschreiten, stimmen sie im Mittel gut überein. Ebenso vergleichbar ist die tiefenabhängige Abnahme der Phosphataseaktivität in der Studie, die dennoch bei Raten $>1000 \mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$ liegt. Hakulinen et al., 2005 schlussfolgern aus den hohen Enzymaktivitäten in größeren Tiefen, dass sich die Depolymerisation von organischem Detritus nicht auf die oxische Übergangszone beschränken muss, d.h. dass bei zwar abnehmender Intensität mit einer Hydrolyse der Phosphorsäureester bis in eine Tiefe von mindestens 30 cm gerechnet werden muss. Die tiefenabhängige Abnahme der Phosphataseaktivität stimmt mit der deutlichen Abnahme des C_{org} Gehaltes (als GV), des P Gehaltes, sowie mit der Abnahme der Boden DNA und der mikrobiellen Biomasseaktivität überein. Es kann geschlussfolgert werden, dass bis in Tiefen von 30cm mikrobielle Phosphor Umsetzungen ablaufen können. Eine maximale Mobilisierung aus dem organischen Phosphor Pool durch Phosphatasen ist aber eindeutig auf eine oberflächennahe Schicht von 0-5cm Tiefe beschränkt.

Einfluss der Degradierung auf die Phosphataseaktivität

Der Vergleich mittlerer Phosphataseaktivitäten im Halbtorf und Antorf (ohne Sommer 2001) zeigt gering erhöhte Phosphataseaktivitäten in den Halbtorfen. Deutlich ist die Erhöhung in 0-5cm Tiefe ausgeprägt, wo im Antorf eine mittlere Aktivität von $5505 \mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$ und im Halbtorf mittlere Aktivitäten von $6687 \mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$ gemessen werden. Betrachtet man die Phosphataseaktivitäten im Antorf und im Halbtorf zu einem identischen Zeitpunkt, so zeigt sich eine weitgehende Übereinstimmung der Enzymaktivitäten (Abbildung 42).

Der schwache Trend zu erhöhten sauren Phosphataseaktivitäten im Halbtorf könnte auf den geringeren Anteil an leicht verfügbarem Phosphor zurückführen sein (Hakulinen et al. 2005). Kang & Freeman, 2000 finden einen positiven Zusammenhang zwischen der Phosphataseaktivität und dem C Gehalt der untersuchten Böden, der die geringfügigen Erhöhungen ebenfalls bewirken könnte. Ein von Baum et al., 2003 ermittelter Zusammenhang zwischen zunehmender Phosphataseaktivität bei zunehmender Degradierung der Böden kann nicht bestätigt werden.

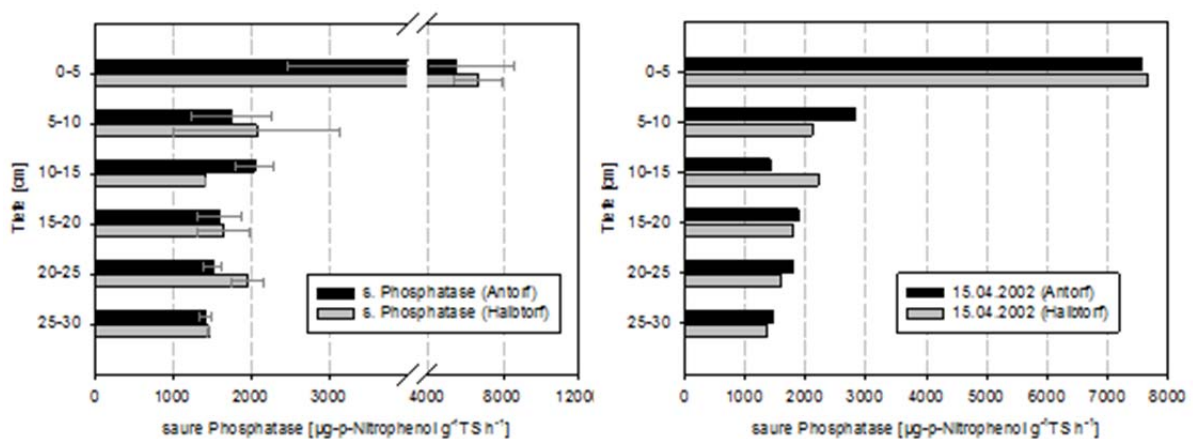


Abbildung 42: Tiefenspezifische saure Phosphataseaktivitäten [$\mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$] im Antorf (n=2) und Halbtorf (n=2) (Mittelwerte und STABW) (links) und am 15.04.2002 (rechts).

Einfluss hydrologischer Bedingungen und der Saisonalität auf die Phosphataseaktivität

Die Phosphataseaktivitäten der Torfe weisen eine deutliche Saisonalität auf (Abbildung 43). Die höchsten Aktivitäten im Antorf werden im April ermittelt. Dagegen sind bedingt durch den Einfluss von Jahreszeit und Temperatur die Phosphataseaktivitäten im November bereits deutlich geringer. Die Bodenprobe vom Spätsommer (24.09.01) erfasst einen stark degradierten Antorf mit einem mittleren Glühverlust von nur 8,2%. Hier werden die geringsten Phosphataseaktivitäten ermittelt. Der organische Anteil des Bodens reicht in diesem Fall jedoch nahe an den von Mineralböden heran (organischer Anteil <5%). In solchen Böden werden deutlich geringere Phosphataseaktivitäten von 263-382 $\mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TSh}^{-1}$ gemessen (Carreira et al. 2000). Damit stellt das stark degradierte Profil eine Ausnahme dar und wird nicht in den saisonalen Vergleich miteinbezogen.

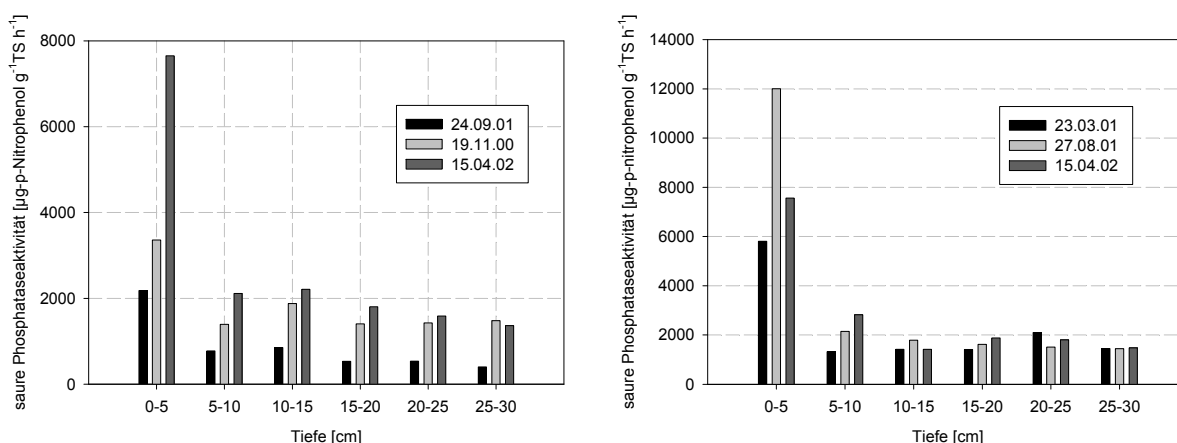


Abbildung 43: Tiefenspezifische, saisonale saure Phosphataseaktivitäten [$\mu\text{g-p-Nitrophenol g}^{-1}\text{TS h}^{-1}$] im Antorf (links) und Halbtorf (rechts).

Im Halbtorf liegt bei mittleren GV zwischen 31% und 36% eine bessere Vergleichbarkeit vor. Hier findet sich in 0-5cm Tiefe bei hohen Temperaturen und niedrigen Grundwasserstände (August 2001) ein signifikantes Maximum. Die stark erhöhte Aktivität kann mit einer verstärkten Adsorption von SRP an amorphe Eisen(III)-(Hydr)oxide (steigende BD-SRP Anteile) in Zusammenhang stehen (Hakulinen et al. 2005), die eine Limitierung von direkt verfügbaren P bewirkt. Dies kann durch eine erhöhte enzymatische Hydrolyse organischer P Quellen kompensiert werden. Der hier auftretende signifikante Anstieg der Phosphataseaktivitäten während Trockenphasen wird auch von (Song et al., 2007) in Mikrokosmosversuchen dokumentiert. Die Autoren schlussfolgern, dass der Wechsel von

Trocken- und Wiedervernässungsphasen zu hohen P-Freisetzungen durch chemische Veränderungen und die Aktivierung von P-mineralisierenden Enzymen zurückzuführen ist.

Die Ergebnisse auf dem Testfeld weisen hohe Phosphataseaktivitäten auf, die ein deutliches Maximum in 0-5cm Tiefe und saisonale Abhängigkeiten aufweisen. Erhöhte Temperaturen können bei niedrigen Grundwasserständen zu erhöhten mikrobiellen Aktivitäten und einer erhöhten Phosphataseaktivität (2001) führen. Extreme Trockenphasen können dagegen eine Verringerung der mikrobiellen Aktivität und eine Inaktivierung oder das Absterben von mikrobiellen Populationen bewirken, was durch eine geringere potenzielle Aktivierung im sehr trockenen Sommer 2000 belegt wird. Damit erklären sich die häufig widersprüchlichen Aussagen zu den mikrobiellen Aktivitäten in Niederungen. Mäßige Trockenphasen bei langsam sinkenden Grundwasserständen ermöglichen eine Adaptierung der Populationen und führen bei erhöhten Temperaturen zu erhöhten mikrobiellen Aktivitäten und erhöhten Enzymaktivitäten. Schlagartiges Austrocknen durch schnelle Grundwasserstandsänderungen und hohe Temperaturen führen zu einer Inaktivierung und Absterben Teile der mikrobiellen Populationen.

4.4.5 Zusammenhang von mikrobiologischen und geochemischen Parametern

Mittels Korrelationsanalyse (n=36) werden potenzielle Abhängigkeiten zwischen mikrobiellen Parametern, wie der Phosphataseaktivität und den Phosphor-Bindungsformen statistisch erfasst. Ein Test auf Normalverteilung ergab für sämtliche Parameter ein negatives Ergebnis, weshalb der Korrelationskoeffizient nach Spearman berechnet wird (Anhang B_II). Da sich die ausgeprägte Tiefenabhängigkeit der Parameter (mit deutlichem Maximum in 0-5cm Tiefe) entscheidend auf die Ergebnisse der Analyse auswirkt, wurden die Korrelationen jeweils im oberen Horizont (0-5cm Tiefe) und den übrigen Horizonten (5-25cm Tiefe) kalkuliert.

Auf Grundlage beider Datensätze finden sich signifikante ($p < 0,05$) bis hoch signifikante ($p < 0,01$) Korrelationen zwischen den sauren- und alkalischen Phosphatasen, dem P Gehalt und dem GV. Dies kann zum einen auf die Abhängigkeit der P Gehalte vom GV zurückgeführt werden. Zum anderen werden bei erhöhten Anteilen an organischer Substanz häufig auch erhöhte Enzymaktivitäten ermittelt. Statistische Ergebnisse stützen den bei dem Vergleich der Phosphataseaktivitäten in Antorfen und Halbtorfen dargestellten (schwach ausgeprägten) Zusammenhang erhöhter Phosphataseaktivitäten in Substraten mit erhöhten organischen Anteilen. Bei höheren Anteilen an organischer Substanz stellt sich ein erhöhter Anteil von

Huminstoff gebundenem Phosphor (NaOH-NRP) ein, was sich in hochsignifikanten Korrelationen zwischen GV und den organischen P-Fractionen widerspiegelt.

Die P Gehalte weisen zu allen Fraktionen mit erhöhten Anteilen an TP (BD-P, NaOH-P, HCl-SRP) und dem Rest-P hoch signifikante Korrelationen auf. Dies stellt den Effekt ihres hohen Anteils an der Gesamtsumme dar. Ein ähnlicher Effekt kann demnach die Korrelationen zwischen der Phosphataseaktivität und diesen Fraktionen bewirken, da Phosphatase und GP hochsignifikant miteinander korreliert sind. Eine Interpretation der Zusammenhänge von Phosphatasen und den Fraktionen mit hohen Anteilen am GP gestaltet sich daher schwierig. Auffällig sind jedoch hochsignifikante Korrelation zwischen der alkalischen Phosphatase und der NH_4Cl -Fraktion sowie eine signifikante Korrelation zwischen der sauren Phosphatase und der NH_4Cl -Fraktion in 0-5cm Tiefe sowie in 0-30cm Tiefe. In dieser Fraktion ist der im Porenwasser gelöste Phosphor zusammengefasst. Die Korrelationen belegen eine signifikante Abhängigkeit des direkt verfügbaren Phosphors von der Phosphataseaktivität. Dieser positive Zusammenhang ergibt sich direkt aus der Umwandlung von organischem Phosphor zu verfügbaren anorganischen Phosphor (SRP im Porenwasser) und belegt die hohe Relevanz der Phosphataseaktivität für die P Mobilität in Niedermoorböden.

4.5 Porenwasser der Niedermoorböden

Die Veränderungen der Stoffkonzentrationen im Porenwasser widerspiegeln die Stoffumsatzprozesse in den Niedermoorböden. Die Festlegungs- oder Mobilisierungsprozesse geben Auskunft über:

- eine mögliche SRP Verlagerung mit dem Sickerwasser,
- SRP Fluxes in das Überstauwasser durch Diffusion (1. Fickschen Gesetz).
- Zwei verschiedene hydrologische Phasen lassen sich charakterisieren:
- Überstau nach Trockenphase (24.07.00, 14.11.00, 05.09.01)
- Anhaltender Überstau mit zunehmender Dauer; im Halbtorf (G3: 06.03.01, 12.12.01, 21.02.02); im Antorf (G4: 12.12.01, 21.02.02, 26.03.02).

Zudem wurde ein Porenwasserprofil an TB beprobt.

Um eine übersichtliche Darstellung der Ergebnisse zu gewährleisten werden die Profile der Trockenphasen und des Überstaus (jeweils Halbtorf und Antorf) zusammengefasst und als Mittelwerte und STABW dargestellt. Die einmalig ermittelten Konzentrationen an TB werden als Vergleich zu den Profilen an TA dargestellt. Zur Ausweisung der wesentlichen Phosphor-Umsetzungsprozesse werden die SRP Porenwasserprofile gemeinsam mit den pH-Werten, den Ca-, den DOC-, den NO₃-N-, den Fe(II)-, den SO₄- und den NH₄-N Konzentrationen diskutiert (Abbildung 44). Ergebnisse weiterer physikochemischer Parameter werden nur kurz erläutert.

Das im Porenwasser ermittelte Redoxpotenzial variiert unterhalb der GOK zwischen -73mV und 5mV. Die Redoxpotenziale zeigen unterhalb einer Tiefe von 5cm unter GOK einen annähernd senkrechten Verlauf. Nach einer Überstaudauer von mehr als 3 Monaten werden die niedrigsten Redoxpotenziale von -75mV ermittelt. Die höchsten Redoxpotenziale um 0mV werden im Mai 2001 bei Rückquellung der Torfe (Schmidt, 1994) gemessen. Da die Ermittlung der Redoxpotenziale häufig großen Ungenauigkeiten unterliegt (Schüring et al., 2002), wird in Folge bei der Interpretation oxidierender oder reduzierender Verhältnisse auf die verlässlicheren pH-Wert Messungen zurückgegriffen, die sich nach Ergebnissen von Kapitel 4.4.1 gut zur Widergabe des Redox Status eignen.

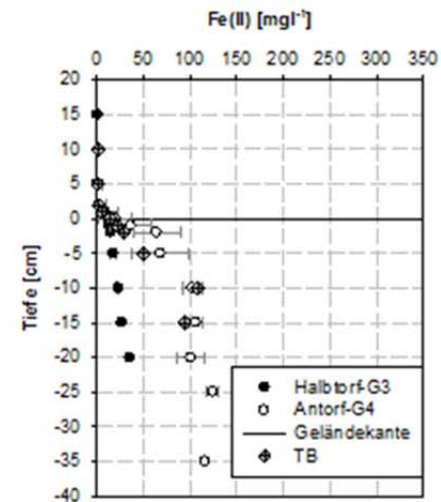
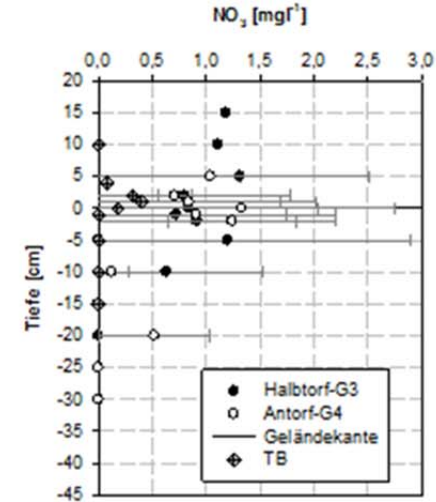
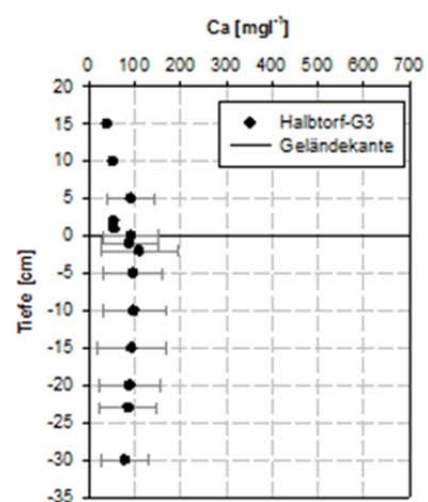
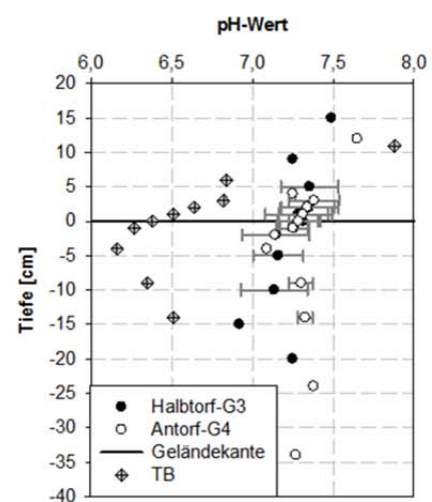
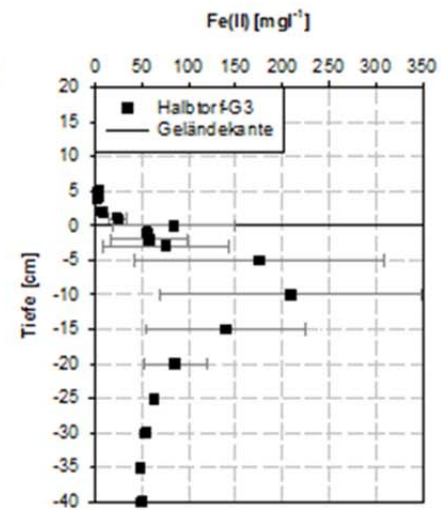
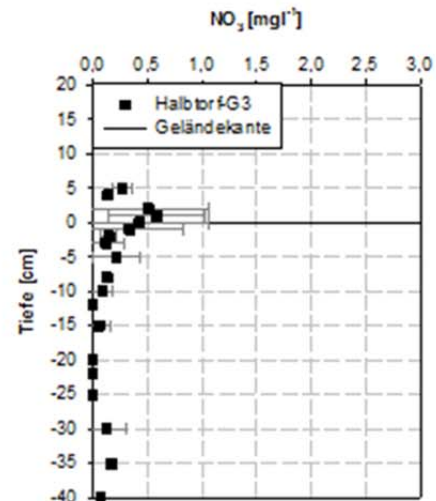
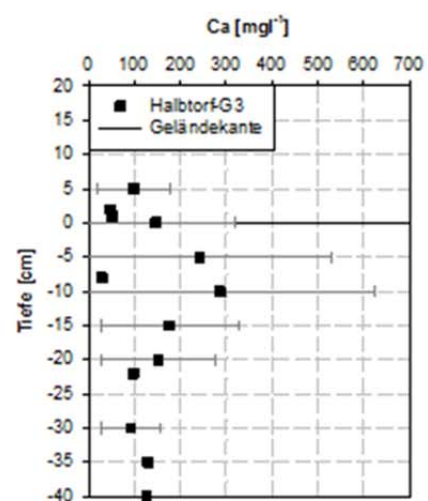
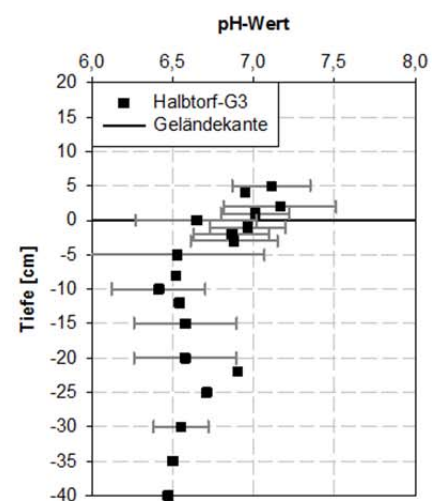
Das inerte Chlorid kann Hinweise über methodische Ungenauigkeit der Porenwasserprobenahme, wie eine Aufkonzentrierungen durch Verdunstungsverluste oder teilgesättigte Bedingungen liefern. Die Chlorid Konzentrationen zeigen plausible Verläufe, die auf keinerlei Methodische Ungenauigkeiten hinweisen. Sie stimmen an allen Stellen gut mit den dort ermittelten Chlorid Konzentrationen des oberflächennahen Grundwassers überein.

4.5.1 Einfluss der hydrologischen Bedingungen auf die SRP Mobilität

Zonen mit relativ konstanten hydraulischen und hydrologischen Bedingungen zeichnen sich oft durch eine geringe chemische und mikrobielle Dynamik aus (Hedin et al. 1998), wohingegen Überganszonen mit wechselnden hydrologischen Bedingungen und Grundwasser-Oberflächenwasser-Übergangszonen mit wechselnden hydraulischen Bedingungen sehr dynamische und zeitlich hoch aufgelöste, mikrobielle Prozesse, Prozessraten und chemische Bedingungen aufweisen (Dahm et al. 1998). Das Austrocknen von Böden und Sedimenten verändert den Chemismus (de Groot & Van Wijck, 1993), die Mineralogie (Baldwin, 1998) und beeinflusst die mikrobielle Lebewelt (Qiu & Mc Comb,

1994), ebenso, wie eine erneute Vernässung Baldwin & Mitchell, 2000. Die Entwicklung der pH-Werte ist ein guter Indikator für das Maß oxidierender- und reduzierender Bedingungen. Generell weist das Porenwasser nach Trockenphasen sinkende pH-Werte aus, die in Tiefen zwischen 5cm und 10cm ihr Minimum erreichen und in der Regel mit zunehmender Tiefe wieder leicht zunehmen. Die hohen STABW (an G3) bis in Tiefen von 20cm repräsentieren die unterschiedlich stark ausgeprägter Trockenphasen, die dem Überstau vorangegangen sind. Entsprechend erreichen pH-Werte Minima von bis zu 5,9 (24.07.00). Bei anhaltenden Überstaubedingungen steigen die pH Werte im Mittel auf 6,9 bis 7,4 an. Die pH Porenwasserprofile widerspiegeln die reduktiven Bedingungen, die sich nach Überstau im Boden einstellen. Zwischen Halbtorfen und Antorfen lassen sich nur geringfügige Unterschiede feststellen.

Der Wechsel der hydrologischen Bedingungen führt zu einer differenzierten Stoffmobilität, die sich in signifikant veränderten SRP Porenwasserkonzentrationen niederschlägt (Abbildung 44).



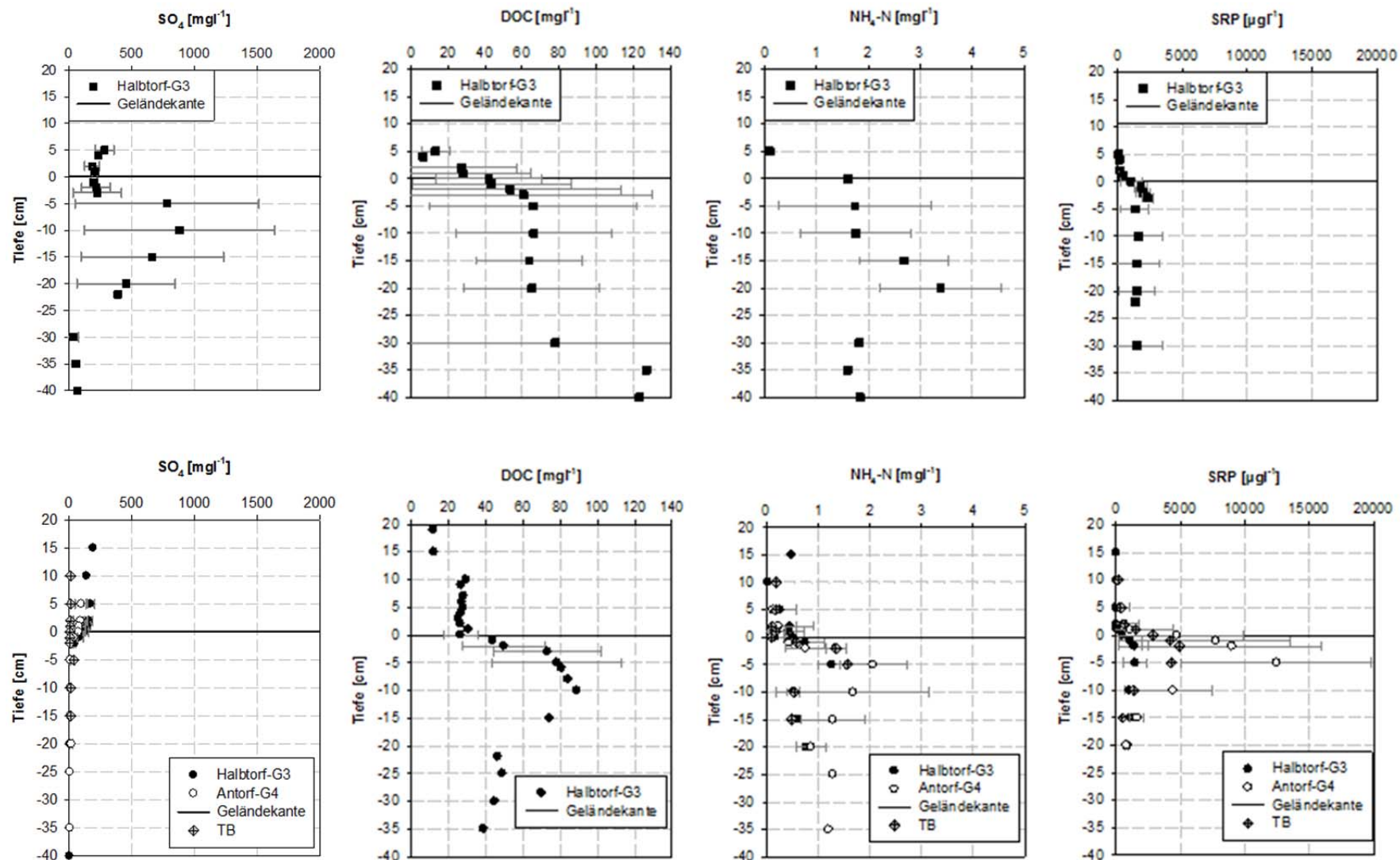


Abbildung 44: Porenwasserprofile ausgewählter Parameter bei vorrangegangenen Trockenphasen (oben) und anhaltenden Überstaubbedingungen (unten) in G3, G4 und auf der Fläche TB.

4.5.1.1 Einfluss oxidierender Verhältnisse auf die SRP Mobilität

Die Phase der Oxidation des Bodens durch Trockenfallen kann bei Verwendung von Dialysesamplern nicht direkt erfasst werden, da für diese Methode die Wassersättigung des Porenraumes notwendig ist. In den Torfböden führt eine erneute Wassersättigung jedoch zu einer schnellen Ausbildung reduzierender Verhältnisse. Die Ergebnisse der Porenwasseranalysen nach Oxidation bilden daher im Besten Fall das Produkt der Oxidation ab und stellen den Übergang von aeroben zu anoxischen Bedingungen dar.

Die nach einer lang anhaltenden Phase der Oxidation ausgebildeten Porenwasser Konzentrationen im Sommer 2000 zeigen einen Konzentrationsanstieg von DOC (133mg l^{-1}), aber vor allem von Ca (670mg l^{-1}) sowie von SO_4 (1523mg l^{-1}) und Fe(II) (280mg l^{-1}). In derselben Größenordnung liegen auch die Porenwasser Konzentrationen vom 14.11.00. Lediglich die Ca Konzentrationen zeigen bei einem pH-Wert Anstieg um $>0,6$ deutlich geringere Konzentrationen von 161mg l^{-1} (was annähernd den Mittelwerten der Grundwasserkonzentrationen an G3). Im Sommer 2001 wird dagegen an G3 eine deutlich geringere Stoffmobilisierung ermittelt. Steigende Grundwasser Konzentrationen an G4 belegen aber, dass es auch im Sommer 2001 zu einer Mobilisierung von Stoffen in das Porenwasser und einer nachfolgenden vertikalen Verlagerung mit dem Sickerwasser kommt. Diese ist jedoch auf die stark trocken gefallene Flächenmitte begrenzt. Im Jahr 2000 kommt es dagegen aufgrund geringerer Grabenwasserstände zu niedrigen Grundwasserständen auf der gesamten Fläche, was darauf hinweist, dass die Stoffmobilität stark von den Grundwasserständen abhängt.

Auffällig sind die unterschiedlichen SRP Konzentrationen, die am 24.07.00 minimale Konzentrationen zwischen 85 und $162\mu\text{g l}^{-1}$ (0-40cm Tiefe) erreichen, aber am 14.11.00 (966 bis $2630\mu\text{g l}^{-1}$ in 0-22cm Tiefe) und im Sommer 2001 (1580 bis $4260\mu\text{g l}^{-1}$) erhöhte SRP Konzentrationen aufweisen. Die dynamische SRP Konzentrationsentwicklung deutet auf unterschiedliche Festlegungs-, Hemmungs- und Mobilisierungsprozesse von SRP hin, die in Folge diskutiert werden. Dabei wird der Fokus der Betrachtungen auf die Extremsituation des 24.07.00 gelegt, bei der niedrige SRP Porenwasserkonzentrationen, aber maximale Ca, Fe(II) und SO_4 Konzentrationen ermittelt werden.

Hinweise auf einen signifikanten Einfluss der Lösung mineralischer Phasen bei extrem trockenen Bedingungen im Jahr 2000 geben die hoch signifikanten positiven Korrelationen

von Ca und SO_4 ($r^2 = 0,69$, $p < 0,0001$) Ca und Fe(II) sowie zwischen SO_4 und Fe(II) ($r^2 = 0,83$, $p < 0,0001$) im Porenwasser (Abbildung 45).

Dagegen liegen für diese Parameter und die DOC Konzentrationen keine Korrelationen vor, was die alleinige Wirkung der Mineralisation der organischen Substanz auf die extreme Stoffmobilisierung dieser Phase unwahrscheinlich macht. Die Korrelationen weisen darauf hin, dass neben der Mineralisation insbesondere Lösungs- und Fällungsprozesse verschiedener Mineralphasen zu den hohen Stoffmobilisierungen führen.

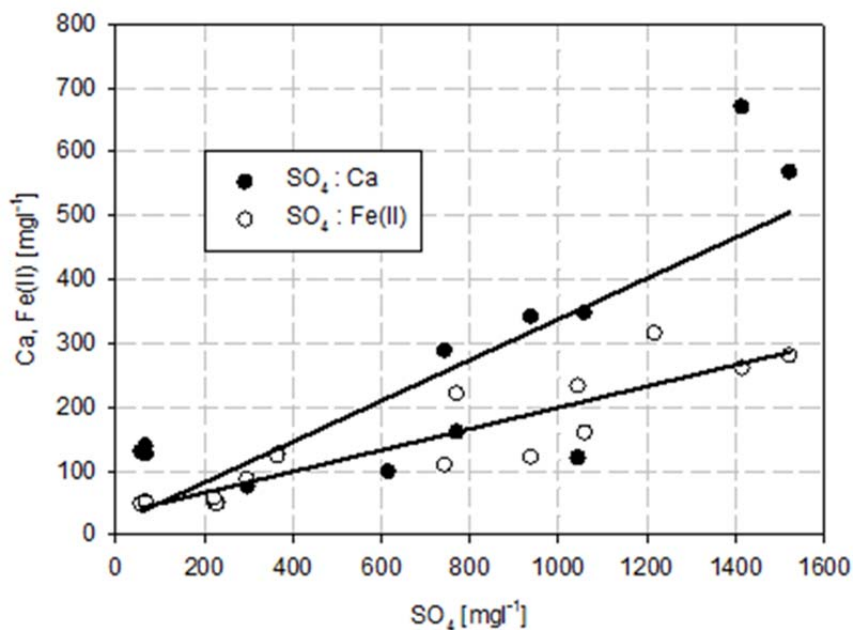


Abbildung 45: Lineare Korrelationen von SO_4 und Ca sowie SO_4 und Fe(II) in den Porenwasserprofilen vom 24.07.00, 14.11.00 und 05.09.2001.

Einfluss der Mineralisation und der Hydrolyse auf die SRP Mobilität

Dem Absterben der organischen Substanz (Pflanzen, Bodenorganismen) folgt deren Zersetzung und Umwandlung in Huminstoffe (Humifizierung). Der weitere nahezu vollständige mikrobielle Abbau zu anorganischen Stoffen (CO_2 , H_2O) bei denen auch die in der organischen Substanz enthaltenen Nährstoffe, wie Phosphor, freigesetzt werden, wird als Mineralisation bezeichnet (Scheffer & Schachtschabel, 1992). Der Abbau der organischen Substanz kann in genutzten Niedermooren zu dramatischen Torfverlusten (Torfzehrung) führen, die Größenordnungen zwischen 1 bis 2 cm a^{-1} erreichen können (Oppermann, 1998). Je tiefer die Grundwasserabsenkung, desto tieferreichender wirkt die Oxidation der organischen Substanz. Evans et al. 2006 beschreibt einen klaren Zusammenhang zwischen DOC Austrägen

aus torfdominierten Einzugsgebieten und dem vorherrschenden Grundwasserständen im Torfkörper, der diese Beziehung widerspiegelt.

In den Porenwasserprofilen des Testfeldes werden hohe DOC Konzentrationen nach lang anhaltenden Trockenphasen und erneutem Überstau ermittelt (Abbildung 44). Die gemessenen Konzentrationen zeigen eine sehr gute Übereinstimmung mit den DOC Konzentrationen des oberflächennahen Grundwassers (Kapitel 4.8.3). Diese weisen steigende DOC Konzentrationen nach Trockenfallen und erneutem Überstau auf und beschreiben somit die vertikale Verlagerung von mobilisiertem DOC bei hohen Sickerwasserraten. Auffällig ist, dass die DOC Konzentrationen bei anhaltendem Überstau im Grundwasser konstant bleiben und erst bei Trockenfallen absinken. Das spiegelt sich auch in den DOC Konzentrationen der Porenwasserprofile wider, die nach einer Überstaudauer von mehr als 4 Monaten und anaeroben Bedingungen noch immer vergleichbar hohe Konzentrationen aufweisen. Zum einen lässt dies auf eine hohe mikrobielle Aktivität anaerober Mikroorganismen Populationen schließen, was Maassen und Balla, 2010 für die Grabensedimente des Testfeldes nachweisen, zum anderen kann die permanente Mobilisierung von DOC auch auf eine nachlassende Hemmung bei sinkenden Phenyl Oxidasen (Freeman et al., 2001) oder durch abnehmende SO_4 Konzentrationen (Clark et al. 2005) zurückgeführt werden. Jedenfalls zeigt die DOC Konzentrationsdynamik im Porenwasser grundsätzlich keine Abhängigkeit von der hydrologischen Situation, sondern weist nach Trockenfallen als auch bei lang anhaltendem Überstau hohe Konzentrationen auf. Diese Tatsache deutet auf eine an die wechselnden hydrologischen Bedingungen gut angepasste Mikroorganismenpopulation hin (Kapitel 4.4.2), die sowohl bei aeroben, als auch bei anaeroben Bedingungen einen hohen Stoffumsatz bewirkt.

Eine verstärkte mikrobielle Aufnahme von SRP bei aeroben Bedingungen ist aus der Literatur bekannt. Nach der Hydrolyse von organischem Phosphor sind viele Organismen in der Lage Orthophosphate oder Polyphosphate (Poly-P) zu speichern (Wetzel, 1999). Die sogenannte Luxusaufnahme von P (Bildung von Poly-P) ermöglicht den Organismen das Überleben in Biozönosen, die einem Wechsel von oxischen und reduzierenden Milieus unterliegen (Davelaar, 1993 zitiert in Reddy 1999). Das unter aeroben Bedingungen zusätzlich gespeicherte Polyphosphat wird unter anaeroben Bedingungen wieder abgegeben, um Kohlenstoff aufzunehmen. Poly-P wird auch bei erhöhtem Energiebedarf aufgrund steigender pH-Werte oder höherer CO_2 - bzw. H_2S Konzentrationen abgegeben. Gegen eine effektive Speicherung von SRP als Poly-P als Retentionsmechanismus für den Sommer 2000 sprechen

die auf dem Testfeld in dieser Phase ermittelte niedrigen DMSO Reduktase, die ein Maß zur Bestimmung der mikrobiellen Aktivität darstellt sowie die geringe Anzahl an verwerteten Substraten auf den Mikrotiter Platten (Kapitel 4.4.2). Eher weisen die Ergebnisse darauf hin, dass die extreme Trockenheit zu einer Inaktivierung oder einem Absterben eines Teils der bakteriellen Population führt. Qiu & Mc Comb, 1994 ermitteln in luftgetrockneten Feuchtgebietssedimenten ein Absterben von 76% der bakteriellen Biomasse. Turner & Haygarth (2001) zeigen, dass die Inaktivierung von Bakterien durch das Austrocknen von Böden weniger zu einer direkten Freisetzung von P aus absterbender mikrobieller Biomasse führt, sondern es vielmehr zu einem signifikanten Rückgang der Hydrolyse von organischem P kommt. Der Prozess einer gehemmten Mobilisierung von SRP aus dem organischen P-Pool bei gehemmter mikrobieller Aktivität ist eine plausible Erklärung für die geringen SRP Porenwasser Konzentrationen im Sommer 2000 im Halbtorf von G3.

Einfluss der Präzipitation und Lösung von mineralischen Phasen auf die SRP Mobilität

Festlegung und Lösung von Mineralen aus dem Porenwasser in die Festphase können anhand der Sättigungsindizes (SI) mit dem Geochemischen Modell *PHREEQC* (Anhang B-III) berechnet werden. Je nachdem, ob die Mineralphasen einen $SI < 0$, $= 0$, > 0 aufweisen, sind sie untersättigt, gesättigt oder übersättigt, was potentiell zur Auflösung, einem Gleichgewicht oder einer Festlegung der betrachteten Mineralphase führt.

Die Lösung von mineralischen Phasen kann zu einer direkten Freisetzung von inkorporiertem Phosphor führen, oder aber zu einer Bereitstellung potenzieller Bindungspartner für P. Umgekehrt kann die Präzipitation mineralischer Phasen direkt zur Festlegung von P führen, aber auch zu einem potenziellen Verlust von P Bindungspartnern.

Abbildung 46 zeigt eine Auswahl von tiefenabhängigen SI relevanter Mineralspezies nach einer extremen Trockenphase und bei einem lang anhaltenden Überstau. Signifikante Korrelationen aus dem Porenwasser geben einen deutlichen Hinweis auf ein Zusammenwirken von SO_4 , Ca und Fe(II). Da Ca und Fe(II) unter bestimmten Bedingungen effektive Bindungspartner für SRP darstellen, wird die Mobilität ihrer wesentlichen Mineralphasen überprüft. Darüber hinaus wird der Retentionsmechanismus für SRP nach der signifikanten Trockenphase diskutiert.

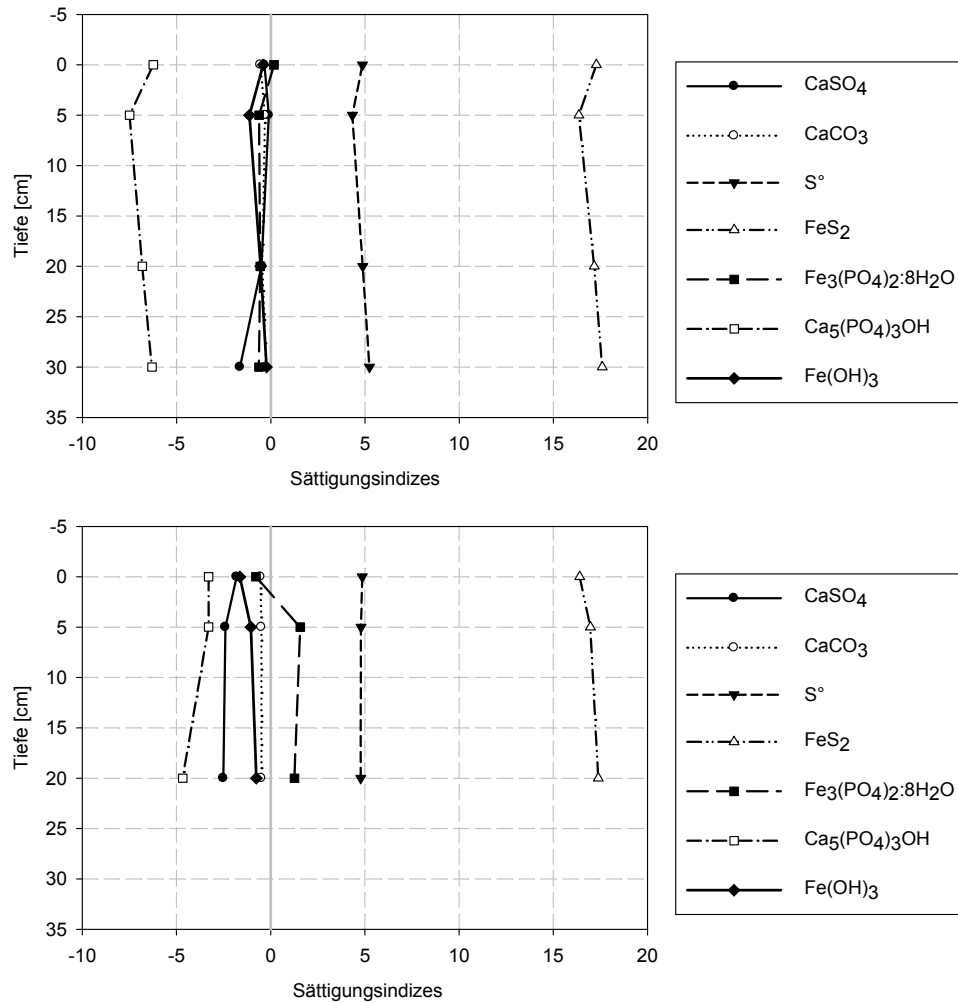


Abbildung 46: Mit *PHREEQC* berechnete SI ausgesuchter Mineralspezies in Porenwasserprofilen (G3) nach einer Phase extremer Trockenheit (oben) und bei lang anhaltenden Überstaubedingungen (unten).

Die Fällung und Lösung von $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, CaCO_3 und $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Die Relevanz der Lösung und Fällung von Gips oder CaCO_3 liegt in der Verfügbarkeit der Ca-Ionen als potenzielle Bindungspartner für Phosphor. Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) wird in der Regel in ariden Böden mit geringer Auswaschung gefunden (Litaor et al., 2004 und Litaor et al., 2005). Es kann sich aber auch vorübergehend in sulfidreichen Böden bilden, in denen in oxidativen Phasen hohe Mengen an Sulfat-Ionen entstehen. Anhaltende Trockenphasen führen aufgrund der hohen Evapotranspiration in der ungesättigten Zone zu verminderten Wassergehalten und einer Aufkonzentrierung der Bodenlösung (Richter et al. 2005, Mattheß, 1994). Beim Überschreiten des Löslichkeitsproduktes von Gips ($L_{\text{GIPS}} = 2,5 \cdot 10^{-5} [\text{mol l}^{-1}]$) kommt es zur Ausfällung (Richter et al. 2005). Die Fällung ist dabei von der Konzentration der Ca-Ionen, der CO_3 und der HCO_3 Konzentrationen, der Wassersättigung sowie vom pH-Wert abhängig

(Fajtl et al. 2001). Nach künstlichen CaCl_2 Zugaben zu belüfteten Feuchtgebietssedimenten konnten Fajtl et al. 2001 bei pH Werten zwischen 2 und 6,8 eine intensive Fällung von Gips nachweisen, die zu einer signifikanten Entfernung hoher Sulfat Konzentrationen im Porenwasser führte. Bei höheren pH Werten und einem Anstieg der CO_3^{2-} und der HCO_3^- Konzentrationen kommt es zur Unterdrückung der Gipsbildung. Unter diesen Bedingungen bildet sich CaCO_3 . Da sich auf dem Testfeld unter oxischen Bedingungen pH Werte von deutlich <7 ausbilden, ist jedoch eine Bildung von Gips wahrscheinlicher.

Mit *PHREEQC* berechnete Sättigungsindices bei anhaltendem Überstau von -0,5 (CaCO_3) und -2,2 ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) bestärken die Annahme einer Lösung der genannten Mineralphasen. Die Bildung von Gips und CaCO_3 nach anhaltender Trockenphase konnte bei SI von -0,3 und -0,4, die eine geringe Untersättigung anzeigen nicht nachgewiesen werden. Da die SI insbesondere von Gips nach der Trockenphase sehr nahe 0 liegen, kann bei Trockenfallen mit einer möglichen Fällung gerechnet werden, die jedoch durch die Porenwasserprofile aus den oben genannten methodischen Gründen nicht abgebildet werden kann. Eine erhöhte Rücklösung von Ca- und SO_4 -Ionen in das Porenwasser bei Grundwasseranstiegen in gipshaltigen Böden beschreiben Richter et al. 2005 und Mattheß, 1994. Auch wenn die direkte Bildung von Gips nicht nachgewiesen werden konnte deuten die hoch signifikanten Korrelationen zwischen Ca und SO_4 sowie die pH-Werte auf dem Testfeld auf eine Fällung und subsequente Lösung von Gips hin, die bei sehr trockenen Bedingungen zu Ca Porenwasser Konzentrationen von bis zu 670 mg l^{-1} führen.

Litaor et al., 2004 und Litaor et al., 2005 beschreiben die signifikante Bedeutung von Ca-Ionen aus der Gipslösung für den P-Rückhalt in den tieferen anaeroben Bereichen semiarider drainierter Torfböden. Eine mögliche Adsorption von SRP an Ca ist wesentlich vom pH Wert abhängig, der die Oberflächenladung möglicher Ca Präzipitate beeinflusst. Bei steigenden pH Werten steigt die Adsorptionskapazität, was zu einer Erhöhung der Bindung von Phosphor an Calcium führt (Gunatilaka 1982, Golterman 1988). In einen weiteren Schritt kann es bei Diffusion von Phosphor in das Calcit Mineral zur Bildung von Dicalciumphosphat (DCP-CaHPO_4) kommen. DCP wiederum wandelt sich sehr langsam in gering lösliches Hydroxiapatit (HAP) (Cole et al., 1953). Eine direkte Bildung von HAP ermittelt Möller-Anderson, 1975 erst bei P Konzentrationen $> 3 \text{ mg l}^{-1}$ in der Lösung und einem pH-Wert von 11. Eine signifikante Phosphor Kopräzipitation an Calcit Kristalle wurde bei pH-Werten >9 ermittelt (Hieltjes & Lijklema, 1980; Kleiner, 1988). Die niedrigen pH-Werte auf dem Testfeld machen dagegen eine erhöhte Festlegung nach oxischen Bedingungen

unwahrscheinlich. Dementsprechend weist *PHREEQC* im Sommer 2000 bei niedrigen pH Werten deutliche Untersättigungen für Hydroxiapatit aus (SI von -6,3 bis -7,5). Bei anaeroben Bedingungen (nach anhaltenden Überstau) und pH-Werten von etwa 7,3 nimmt die Untersättigung zwar ab, bleibt aber dennoch deutlich (mittlerer SI von -3,8). Die thermodynamischen Berechnungen weisen darauf hin, dass eine Bildung von Hydroxiapatit auf dem Testfeld unwahrscheinlich ist. Die geringen SRP Konzentrationen im Sommer 2000 sind offensichtlich nicht mit den hohen Ca Konzentrationen assoziiert. Bei pH Werten im sauren Bereich spielt die Adsorption von SRP an Ca eine untergeordnete Rolle. Vielmehr kommt es unter diesen Bedingungen zu einer Lösung von $\text{CaCO}_3 \approx \text{P}$ und einer Readsorption an Fe(III)-(Hydr)oxiden, da die Adsorptionskapazität von P an Fe(III)-(Hydr)oxiden bei niedrigen pH-Werten stärker ist (Golterman, 2004).

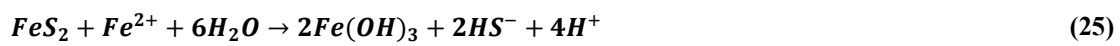
Die Fällung und Lösung von FeS_2 , S° , $\text{Fe}(\text{OH})_3$ und $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Die in Moorböden nach Trockenphasen auftretende exzessive Freisetzung von SO_4 und die damit initiierte Versauerung durch Freisetzung von H^+ Ionen sind Gegenstand zahlreicher Veröffentlichungen (Devito & Hill, 1999; Eimers et al. 2003; Clark et al. 2005). In reduzierter Form liegt Schwefel in gewässerbegleitenden Mooren hauptsächlich als Kohlenstoff gebundener Schwefel (~75% bis 85%) vor. Der übrige Anteil ist als reduzierter, anorganischer Schwefel, meist in Form von Eisensulfiden gebunden (Mandernack et al., 2000). Die nach den sinkenden Grundwasserständen einsetzenden hohen Konzentrationen folgen der Oxidation von reduzierten sulfidischen Verbindungen und der Mineralisation von organischem Schwefel zu dissoziierter Schwefelsäure ($\text{H}_2\text{SO}_4 \rightarrow 2\text{H}^+ + \text{SO}_4^{2-}$). Dabei weisen unterschiedlich stark ausgeprägte Trockenphasen eine unterschiedlich ausgeprägte Mobilisierung von SO_4 auf (Clark et al. 2005). Eimers et al. (2003) zeigen, dass die Freisetzung von SO_4 stärker vom Trockenfallen, als von den Temperaturen abhängt und schlussfolgern daraus, dass für die untersuchten Böden der temperaturabhängige Abbau von organischem Schwefel nur einen untergeordneten Effekt hat. Hinweise auf eine stark wasserstandabhängige Mobilisierung von SO_4 liegen auch an TA vor. Zudem weisen die hoch signifikanten Korrelationen von SO_4 zu Fe(II) auf eine Oxidation von Pyrit hin, wohingegen negative Korrelationen von DOC zu SO_4 gegen den Abbau von organischem Schwefel sprechen.

Sättigungsindizes (SI) für S° und FeS_2 vom 24.07.00 und vom 06.03.01 zeigen unabhängig von der Überstausituation in allen Tiefen (0cm, 5cm, 20, 30cm) eine deutliche Übersättigung von FeS_2 (SI von 16,3 bis 17,6) und von S° (SI zwischen 4,3 und 5,2). Der Beweis einer

Oxidation von FeS₂ durch thermodynamische Modellierung auf Grundlage gemessener Porenwasserprofile ist nicht möglich, da die Aufnahme eines Profils bei ungesättigten oder teilgesättigten Verhältnissen nicht durchführbar ist. Allerdings weist der starke Rückgang der SO₄ und Fe(II) Konzentrationen bei kontinuierlichem Überstau zwischen November 2000 und März 2001 (Konzentrationsrückgänge von maximal 250mg l⁻¹ Fe(II) und >300mg l⁻¹ SO₄²⁻) auf eine erneute Mineralbildungen von Fe(II) und S als FeS₂ hin (Oenema, 1990, Roden & Edmonds, 1997, Baldwin & Mitchel, 2000). Neben einer Fällung von FeS₂ wird bei anhaltendem Überstau unter thermodynamischen Gesichtspunkten die Bildung von Vivianit möglich (SI =1,4). Bei nur kurz anhaltenden Überstaubedingungen nach Oxidation deuten SI von -0,6 dagegen auf eine Lösung von Vivianit hin.

Die oben bereits diskutierten signifikanten Zusammenhänge zwischen Fe(II) und SO₄-Konzentrationen im Porenwasser weisen darauf hin, dass eine Oxidation von Pyrit einen deutlichen Anteil der hohen Fe(II) und SO₄ Konzentrationen verursacht. Die Oxidation führt zunächst zur Bildung einer Vielzahl von Eisen(III)-(Hydr)oxiden, die die Sorptionskapazität für P erhöhen:



Nach Adsorption von Phosphor an die überschüssigen Bindungsplätze, die zu einen starken Rückgang von SRP im Porenwasser führt, kommt es bei erneutem Überstau zu einer verstärkten Reduktion der Fe(III)-(Hydr)oxide, was durch Untersättigungen von Fe(OH)₃, das als Ferrihydrit der Datenbank von *PHREEQC* hinzugefügt wurde, belegt wird. Dabei kommt es zu folgender Reaktion:



bei der sowohl Fe(II) als auch SRP in das Porenwasser mobilisiert wird. Die nach einer anhaltenden oxidativen Phase auftretenden hohen Fe(II) Konzentrationen bei Wiedereinstau sind demnach Ausdruck der subsequenten Reduktion der zuvor gebildeten Fe(III)-(Hydr)oxiden (Ann et al., 2000, Pullin & Cabaniss, 2003, Reiche et al. 2009, Küsel et al. 2008). Qiu & McComb, 1994 konnten zeigen, dass bei Wiedervernässung nach Trockenfallen trotz einsetzender reduzierender Verhältnisse eine ausreichende Anzahl an Eisen(III)(Oxid)hydraten als Bindungspartner für SRP vorhanden sind und sich eine Freisetzung ins Porenwasser verzögert. Dies belegen auch die SRP Porenwasser Konzentrationen, die Korrelationen zwischen pH-Wert (negative), SO₄ und Fe(II) aufweisen,

was auf eine Mobilisierung von P durch die Reduktion amorpher Eisen(III)-(Hydr)oxide hindeutet. Stellt man die Korrelationen im Porenwasser in Form eines Flussdiagramms dar (Abbildung 47), wird deutlich, dass in Horizonten mit niedrigen pH-Werten, die eine verstärkte Oxidation wiedergeben hohe SO_4 und Fe(II) sowie leicht erhöhte SRP Konzentrationen auftreten. Letztere sind deutlich positiv an die SO_4 und Fe(II) Konzentrationen gekoppelt. Während SO_4 und Fe(II) Konzentrationen höchst signifikant miteinander korreliert sind, bestehen keine Beziehung zwischen SRP und DOC, aber negative Korrelationen zwischen DOC und SO_4 sowie zwischen DOC und Fe(II).

Letztere sind Hinweise darauf, dass die Freisetzung von SO_4 und Fe(II) nicht durch den Abbau der organischen Substanz erfolgt, sondern durch die Oxidation von Pyrit, wobei signifikante Korrelationen zwischen SO_4 und Ca sowie zwischen Ca und Fe(II) (hier nicht dargestellt) darauf hinweisen, dass es darüber hinaus zur Lösung weiterer Mineralphasen wie z.B. von Gips kommt. Durch die Freisetzung einer Vielzahl von Eisen(III)-(Hydr)oxiden erweist sich die Oxidation von Pyrit temporär als Retentionsmechanismus für SRP. Eine solche Retention von SRP ist auf dem Testfeld bei starkem Trockenfallen zu erwarten, führt aber zu einer erheblichen Stoffmobilisierungen von Ca, Fe(II) und vor allem von SO_4 , was zu sinkenden pH Werten, einer Hemmung der mikrobiellen Aktivität (Clark et al. 2005) und des Pflanzenwachstums (Smolders & Roelofs, 1993) führen kann.

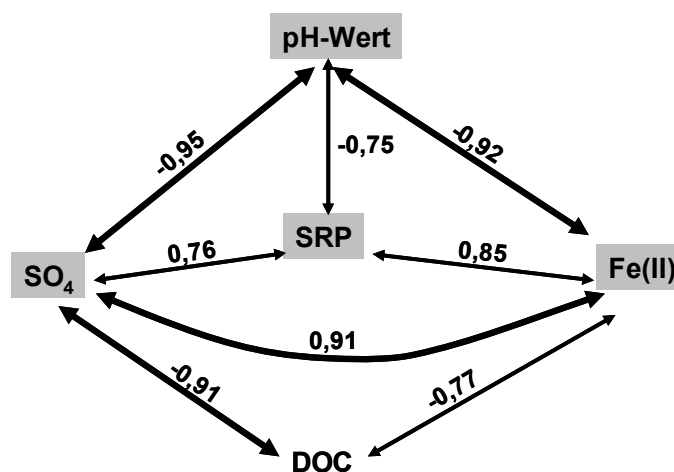


Abbildung 47: Korrelationsschema der Porenwasserprofil Konzentrationen vom 24.07.00.

Ob die hohen SO_4 Konzentrationen auf dem Testfeld gleichermaßen für die Hemmung der mikrobiellen Aktivität und damit auch für den Rückgang der Enzymatischen Hydrolyse von organischem Phosphor verantwortlich ist, sollte Gegenstand weiterer Untersuchungen sein.

Die anderen Porenwasserprofile (G3, Halbtorf), die nach Trockenfallen ermittelt werden, weisen deutlich erhöhte SRP Konzentrationen auf. Signifikante Korrelationen zwischen SRP und $\text{NH}_4\text{-N}$ (14.11.00) sowie zwischen SRP und DOC (05.09.2001) belegen den Einfluss der Mineralisation auf die Mobilisierung von SRP in das Porenwasser in Perioden, die durch erhöhte mikrobielle Aktivitäten (erhöhte Substratverwertungsspektren und Phosphataseaktivitäten) gekennzeichnet sind. Die Retention von Phosphor beschränkt sich hier auf die Übergangszone zwischen Porenwasser und Überstauwasser und wird durch signifikante positive Korrelationen zwischen Fe(II) und SRP zwischen 0 bis maximal 5cm Tiefe ersichtlich. Die steilen negativen Fe(II) Gradienten der Porenwasserprofile verdeutlichen die Festlegung von Fe(II) als Eisen(III)-(Hydr)oxide und die Adsorption von SRP, die zu einer zumindest temporären Festlegung führt, signifikant höhere SRP Austräge in das Überstauwasser vermeidet und eine Anreicherung von Fe und P in der Übergangszone bewirkt.

4.5.1.2 Einfluss reduzierender Verhältnisse auf die SRP Mobilität

Anaerobe Bedingungen bei Überstau bewirken einen Anstieg der pH-Werte auf 7 bis 7,5. Die im Porenwasser ermittelten $\text{NO}_3\text{-N}$ Konzentrationen in der Übergangszone liegen vereinzelt über 1mg l^{-1} und können als weitgehend reduziert angesehen werden. Im Gegensatz zu den teilweise sehr hohen Sulfat Konzentrationen nach der Oxidation der Böden zeigt sich in den Porenwasserprofilen eine rapide Reduktion von SO_4 . Diese ist bei Konzentrationen im Überstauwasser von 140mg l^{-1} bis 180mg l^{-1} bereits in 2cm Tiefe bei Konzentrationen zwischen 8 bis 17mg l^{-1} vollständig abgeschlossen. Die Fe(II) Konzentrationen sind bei anhaltenden Überstau deutlich geringer als die nach Wiedereinstau im Spätsommer und November 2000 und widerspiegeln die Mobilität von Fe(II) durch die Reduktion von Eisen(III)-(Hydr)oxiden ohne eine Mobilisierung von Eisen(III)-(Hydr)oxiden aus Pyrit. Die ermittelten Konzentrationen im Halbtorf (G3) liegen zwischen 10 und 60mg l^{-1} und nehmen mit der Tiefe zu. Damit sind sie um das Fünffache niedriger als die Fe(II) Konzentrationen nach der Oxidation der Böden. Im Porenwasser der Antorfe nehmen die Fe(II) Konzentrationen ebenfalls mit der Tiefe zu, sind aber bei Konzentrationen zwischen 20 bis 120mg l^{-1} gegenüber denen der Halbtorfe um den Faktor drei erhöht. Die erhöhten Fe(II) Konzentrationen in den Porenwässern der Antorfe belegt die Verschiebung eines stark organischen Systems hin zu einem verstärkt anorganischen Boden. Die verstärkte Mineralisation und Verwitterung der Substrate, die die Bildung von Eisen(III)-(Hydr)oxide

bewirkt (welche bei anhaltenden Überstau zu Fe(II) reduziert werden), kann auf die Lage in der Flächenmitte zurückgeführt werden, die während der Sommermonate von einem vergleichsweise tiefen und anhaltenden Absinken der Grundwasserstände betroffen ist.

In Kapitel 4.4.3 konnte gezeigt werden, dass sich die P-Bindungsformen in den Halbtorfen (G3) und in den Antorfen (G4) unterscheiden. Die P-Bindungsformen bestimmen die Mobilität von SRP wesentlich, so dass im Folgendem Halbtorfe und Antorfe getrennt betrachtet werden.

Die SRP Porenwasser Konzentrationen der Halbtorfe weisen mittlere Konzentrationen von 500 bis $1500\mu\text{gl}^{-1}$ (0-10cm Tiefe) auf. Bei anhaltender Überstaudauer zeigt sich eine leichte Erhöhung, die auf eine verstärkte Mobilisierung von SRP aus dem Fe-P Pool (BD-SRP) hinweisen. Die Veränderung der P-Bindungsformen zu einem stark vom Redoxpotenzial abhängigen System führen in den Antorfen zu einer erhöhten Mobilität von SRP (Abbildung 44) und zu mittleren Konzentrationen zwischen 5000 und $13000\mu\text{gl}^{-1}$ (0-10cm Tiefe). Damit liegen die ermittelten SRP Konzentrationen zwischen 0-10cm Tiefe im Mittel eine Größenordnung über den SRP Konzentrationen der Halbtorfe. In den Antorfen lässt sich eine ausgeprägte Erhöhung der SRP Konzentrationen mit zunehmender Überstaudauer feststellen, die auf eine starke Kopplung der SRP Mobilität mit dem Fe-P Kreislauf und einer zunehmenden Reduktion von Fe(III)-(Hydr)oxiden zu Fe(II) bei Freisetzung von SRP hinweist.

4.5.2 Berechnung der SRP Diffusionsfluxe in das Überstauwasser

Die Berechnung von Diffusionsfluxen setzt stagnierende Bedingungen voraus, da sich der Konzentrationsgradient im Falle von Wasserbewegungen in ständiger Veränderung befinden würde. Aus diesem Grund werden Diffusionsfluxe häufig in Mikrokosmosversuchen oder bei der Betrachtung limnischer Systeme ermittelt (Nürnberg, 1988; Hupfer et al., 1995). Des Weiteren werden die Stoffströme zwischen überstauten, vermoorten Niederungen (Chambers & Odum, 1990; Zak & Gelbrecht, 2007; Zak et al., 2010) oder in Hochmooren (Steinmann & Shotyk, 1997) bestimmt. Ausführliche Diskussionen zur Ermittlung von Porenwasserkonzentrationen und der Berechnung von Diffusionsfluxen finden sich bei Hesslein, 1976, Carignan, 1984 und Lewandowski & Hupfer, 2005 sowie Lewandowski et al., 2002.

Eine Berechnung der Diffusionskoeffizienten (Kapitel 3.2.1.1) an der Boden-Überstauwasser Grenzschicht ergibt niedrige Diffusionskoeffizienten zwischen $0,4$ und $1,9\text{mgSRPm}^{-2}\text{d}^{-1}$ in den Halbtorfen.

In den Antorfen werden entsprechend der hohen SRP Konzentrationen an der Boden-Überstauwasser Grenzschicht deutlich erhöhte Diffusionsfluxe ermittelt. Diese liegen zwischen $0,6$ und $12,1\text{mgSRPm}^{-2}\text{d}^{-1}$. Während sich in den Antorfen eine deutliche Erhöhung der Diffusionsraten mit zunehmender Überstaudauer zeigt, bleiben die Diffusionsraten der Halbtorfe bei anhaltenden Überstaubedingungen unverändert niedrig (Abbildung 48).

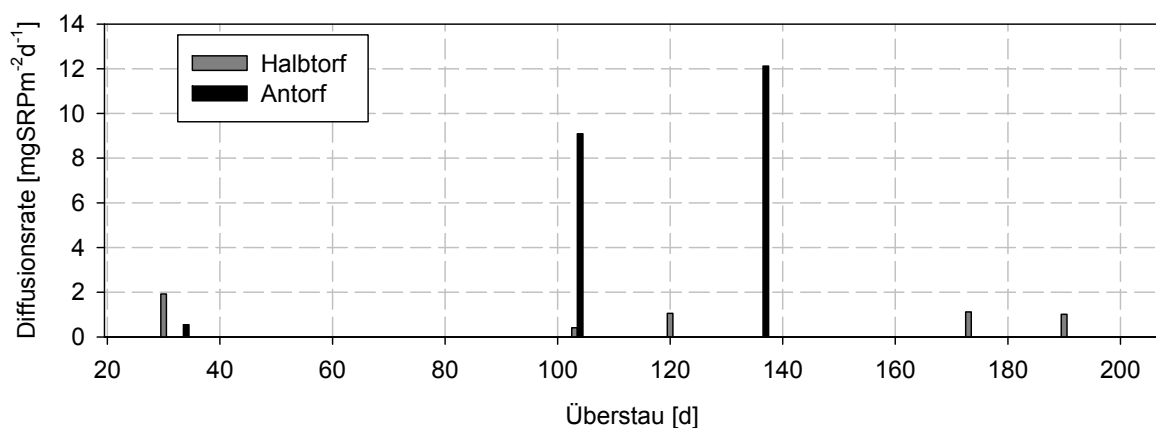


Abbildung 48: SRP Diffusionsfluxe [$\text{mgSRPm}^{-2}\text{d}^{-1}$] in Abhängigkeit der Überstaudauer im Halbtorf und Antorf (anhaltende Überstaubedingungen).

Zwischen der alkalischen- und der sauren Phosphatase und der NH_4Cl Fraktion konnten signifikante Korrelationen ermittelt werden, was auf einen Zusammenhang der Hydrolyse der organischen Substanz und der Verfügbarkeit von Phosphor in Form von SRP im Porenwasser hinweist (Kapitel 4.4.5). Aus diesem Grund wurden die in den Böden ermittelten Phosphatasen der Übergangszone mit den ermittelten SRP Diffusionskoeffizienten verglichen. Die Porenwasseranalysen fanden in der Regel 7 bis 14 Tage nach der Entnahme der Bodenkerne statt. Da für einen Vergleich eine weitgehende zeitliche Übereinstimmung notwendig ist, konnten nur vier Zeitpunkte herangezogen werden. Trotz einer sehr geringen Stichmenge ergeben sich sowohl zwischen der alkalischen ($p < 0,0004$), als auch zwischen der sauren Phosphatase ($p < 0,01$) und dem SRP Diffusionsflux perfekte lineare Korrelationen (Abbildung 49). Der Zusammenhang zwischen Phosphataseaktivität und mobilisiertem SRP belegt den wesentlichen Einfluss der mikrobiellen Aktivität auf die Freisetzung von SRP in den Torfböden.

Für die Böden des Testfeldes lassen sich demnach zwei wesentliche Prozesse ausweisen, die zu einer Freisetzung von SRP in das Überstauwasser führen:

- die Reduktion von Fe(III)-(Hydr)oxiden (besonders in den Antorfen), die eine Abhängigkeit zur Überstaudauer aufweist,
- die Hydrolyse von organischem Phosphor (besonders in den Halbtorfen), die wesentlich von Saisonalen Aspekten (Temperatur) abhängt.

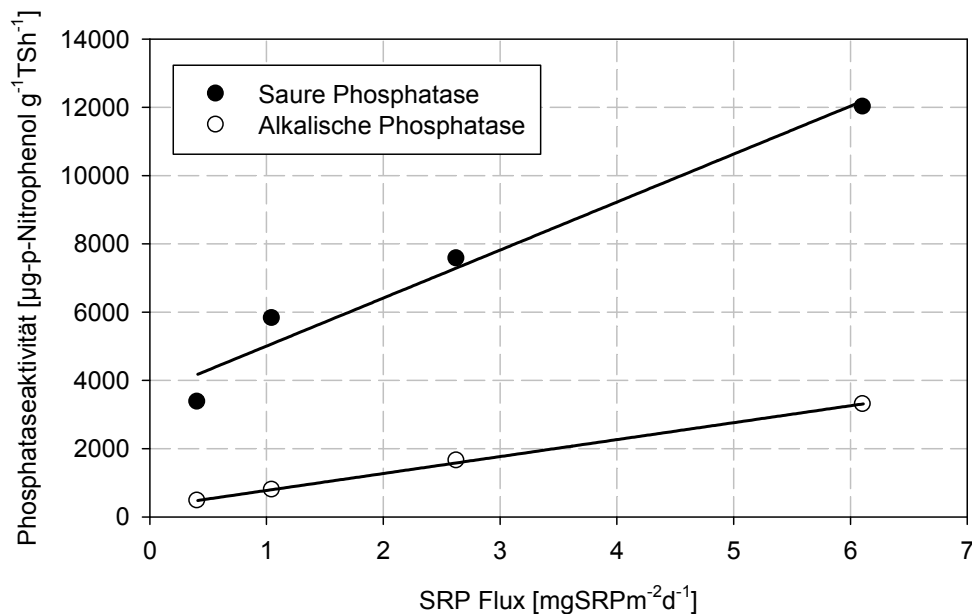


Abbildung 49: Korrelation zwischen SRP Flux sowie Saurer- und Alkalischer Phosphatase.

4.6 Sedimente

4.6.1 Geochemische Charakterisierung der Sedimente

Die geochemische Charakteristik der Sedimente an den Standorten Mk2, Bk1 und Bk2 ist an den Gehalt der organischen Substanz gekoppelt. Da die Mächtigkeit der organischen Sedimente an den Beprobungspunkten stark schwankt und Mischproben aus 0-10cm Tiefe entnommen werden, kann es zu einer Beimischung durch die unterliegende aus Feinsand bis Mittelsand bestehende Sedimentbasis kommen. Aus diesem Grund wurden Proben mit einem C Gehalt <10% aus der Mittelwertbildung ausgeschlossen.

Die Mächtigkeit und die chemische Zusammensetzung der Sedimente widerspiegeln:

- die Sedimentationsbedingungen,
- die dominierenden hydraulischen Bedingungen.

An Mk1 und teilweise an Bk1, dass sehr heterogene Sedimentmächtigkeiten ausweist (Maaßen & Balla, 2010) werden im Wehrrückstaubereich die höchsten Glühverluste ermittelt (20% und 50%). An TB, die durch klar definierte Gerinne Querschnitte charakterisiert sind, werden mittlere Glühverluste zwischen 15,6% und 23,8% ermittelt. Klassifiziert man die Sedimente anhand des Anteils der organischen Substanz, kommen an Mk1 Lebermudden (organische Bestandteile >30%) und an den übrigen Standorten Sandmudden (organischen Bestandteilen zwischen 5%-30%) vor.

Eine deutliche Abhängigkeit von den Sedimentationseigenschaften weisen die Al Gehalte auf, die an TA Maxima von $5,0 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ (Mk1) und $6,0 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ (Bk1) erreichen. Die pH-Werte liegen um 6 und zeigen ebenso wie die Ca Gehalte ($10,5 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ bis $18,5 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$) keine Differenzierung nach Transekten oder Gräben auf.

Die ermittelten P-Gehalte der Sedimente sind durchweg hoch. Die mittleren Gehalte an TA von $2,6 \pm 1,4 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ (Mk1) und $2,1 \pm 1,9 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ (Bk1) und von Mk2 $3,2 \pm 2,1 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ stimmen gut mit den in Sedimentfallen ermittelten P-Gehalten überein. Dabei werden an Mk2 ähnlich wie an Bk2 mit $4,5 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ häufig auch noch höhere P Gehalte ermittelt, die jene von TA deutlich übersteigen.

Vereinzelte gegenüber TA stark erhöhte Fe Gehalte an TB, die im Übergangsbereich (0-2cm Tiefe, hier nicht gezeigt) auf $>150 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ an Mk2 und $>200 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ an Bk2 ansteigen, lassen sich durch die Anströmung des Sedimentes von Fe(II) reichen Grundwasser und die Oxidation zu Eisen(III)-(Hydr)oxid in der Redox-Übergangszone erklären, ein Prozess, den Schuhmacher 2003 und Merz et al., 2005 für Grabensedimente des Oderbruchs ermittelt haben. In *PHREEQC* kalkulierte Sättigungsindices für Mk2 (0,01m Tiefe) für Goethit ($\text{SI}=6,44$) und Ferrihydrit ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) mit $\text{SI}=1,24$ bestätigen, dass die Fällung unter thermodynamischen Gesichtspunkten denkbar ist (Anhang B V). Die Anreicherung von Eisen(III)-(Hydr)oxid in der Grabensohle führt zu einer deutlichen Erhöhung der P Sorptionskapazität und bewirken die teilweise stark erhöhten P Gehalte in den Sedimenten von TB. Eine verstärkte Adsorption von SRP aus dem Grundwasser schlägt sich in molaren

Fe/P Verhältnissen von 16,5 an Mk2 und 19,7 an Bk2 nieder, die deutlich unter denen von TA (27,7 und 28,0) liegen. Folgt man Jensen et al., 1992, die ein kritisches molares Fe/P Verhältnis bei <15 ausweisen, so liegt eine ausreichende bis leicht kritische verbleibende P Sorptionskapazität vor.

Tabelle 11: Ausgewählte physikochemische und mikrobielle Parameter an verschiedenen Standorten (MW und STABW).

	Mk1	Bk1	Mk2	Bk2
Physikochemisch				
TG [%]	11,91 (5,95)	25,12 (10,09)	19,57 (11,98)	17,41 (12,10)
GV [%]	37,71 (11,87)	15,60 (5,20)	19,85 (9,6)	23,75 (7,67)
pH Wert	6,4 (0,2)	5,4 (1,3)	5,7*	5,8 (0,5)
TP [gkg ⁻¹ TS]	2,55 (1,44)	2,10 (1,89)	3,19 (2,06)	4,47 (2,36)
S [gkg ⁻¹ TS]	49,63 (17,91)	36,74 (4,31)	21,73 (5,42)	20,55(3,95)
Fe [gkg ⁻¹ TS]	110,64 (22,14)	91,76 (73,76)	94,98 (56,83)	136,45 (80,80)
Al [gkg ⁻¹ TS]	5,04 (1,98)	6,00*	3,62 (0,28)	3,82 (1,46)
Ca [gkg ⁻¹ TS]	17,96 (4,05)	14,94 (7,44)	10,46 (3,89)	17,34 (2,24)
Fe/P [Molar]	27,7 (16,4)	28,0 (4,8)	16,5 (2,8)	19,7 (3,0)
C/S [Molar]	8,9 (1,2)	12,7 (8,1)	13,7 (2,6)	17,2 (2,7)
Fe/S [Molar]	1,3	1,4	2,5	3,8
P-Fractionen [%]	Mk1	Mk1-SS°		
Porenwasser P	1,2	0,1	0,6	0,8
Leicht verfügbarer P	20,1	58,2	17,6	25,7
FeOH-P und AlOH-P	44,5	13,7	50,1	50,5
Ca-P	9,1	1,7	8,6	7,0
Organischer P	21,0	23,8	18,3	13,7
Refraktärer P	4,1	2,5	5,2	2,3
Mikrobiologie				
Relative DNA []	160	220	170	250
DMSO Aktivität ⁺ [ng DMSO g ⁻¹ TS h ⁻¹]	243,3	216,2	80,2	5,7
BIOLOG [genutzte Substrate]	aerob anaerob 30 [#] /57 ^{##} 6/36	aerob anaerob 14/28 7/27	aerob anaerob 18/49 6/9*	aerob anaerob 12/23 11/40*
Saure Phosphatase [ng(p-Nitrophenol) g ⁻¹ TS h ⁻¹]	7361 (2420)	3100 (1978)	4539 (3194)	8236 (4682)

* einmalige Messung; ° P-Fractionen von SS aus Sedimentfallen (05.04.2002); + DMSO Aktivität aus 0-10cm Tiefe (Schlammgreifer, 17.06.00); # aktive Substratverwertung; ## potenzielle Substratverwertung.

Die S Gehalte sind an TA mit $49,6 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ (Mk1) und $36,7 \text{ gkg}^{-1}\text{TS}$ (Bk1) fast doppelt so hoch wie an TB. Dies ist durch eine verstärkte Sedimentation von organischem S- reichen Detritus sowie durch einen anhaltenden Zustrom von SO_4 reichen Grabenwasser zu erklären (Clavero et al. 1997). Eine hochsignifikante Korrelation zwischen den C-Gehalten und den S Gehalten ($r^2 = 0,83$) belegt den starken Einfluss der Sedimentation von organischer Substanz auf die S Gehalte im Sediment. Deutlich geringere molare C/S Verhältnisse an Mk1 sind dagegen ein Indiz, dass auch die Infiltration zu einer verstärkten Anreicherung von S in den Sedimenten führt. Nach Infiltration erfolgt eine Reduktion von SO_4 zu H_2S und bewirkt eine Festlegung von S als elementarem Schwefel (S^0) oder sulfidische Verbindungen (Zeitzy und Veltzy, 2002; Gerritse, 1999). Mit *PHREEQC* ermittelte Sättigungsindices von $\text{S}^0 = 8,6$ und von $\text{FeS}_2 = 21,1$ in den Porenwässern von Mk1 geben einen deutlichen Hinweis, dass eine Festlegung als organischer Schwefel aber auch als anorganisches Sulfid in Form von FeS_2 stattfinden kann. Auf der anderen Seite können bei hohen Gehalten an Eisen(III)-(Hydr)oxiden Sulfide reoxidiert werden (White et al., 1989 zitiert in Gerritse, 1999). Die hohe Anreicherung von S in den Sedimenten von Mk1 und Bk1 bewirkt kritische Fe/S Verhältnisse von 1,3. Zeitzy & Veltzy, 2002 ermitteln eine stark erhöhte Freisetzung von P bei Fe/S Verhältnissen < 1 . Zak et al., 2006 zeigen ebenfalls eine stark erhöhte P Freisetzung aus Spree Sedimenten bei erhöhter Zugabe von SO_4 .

4.6.2 Phosphor Bindungsformen der Sedimente

Die Phosphor-Bindungsformen (Tabelle 11:) werden vereinfacht in Porenwasser P ($\text{NH}_4\text{Cl-P}$), leicht verfügbaren P (BD-SRP), FeOH und AlOH-P (NaOH-SRP), Ca-P (HCl-P), organischen P (BD-NRP, NaOH-NRP , HCl-NRP) und refraktären P (Rest-P) unterteilt. Die P Bindungsformen weisen eine erhöhte Übereinstimmung innerhalb der Transekte im Vergleich zu den Gräben (Mittelkanal und Barrakanal) auf. Wie die bereits beschriebenen physikochemischen Parameter werden die P-Bindungsformen durch die Sedimentationsbedingungen und die hydraulischen Bedingungen beeinflusst. An TB zeigt sich ein deutlich erhöhter Anteil an leicht verfügbaren P ($\text{Mk2} = 25,7\%$ und $\text{Bk2} = 26,7\%$) gegenüber $20,1\%$ an Mk1 und $17,6\%$ an Bk1. Dieser ist auf die bereits geschilderte Anreicherung von Eisen(III)-(Hydr)oxiden und die Adsorption von P in der Sediment-Oberflächenwasser Grenzschrift zurückzuführen, die durch einen kontinuierlichen Zustrom von Fe(II) reichen und SRP haltigen Grundwasser zustande kommt.

Ein weiteres Unterscheidungskriterium ist der erhöhte Anteil an organisch gebundenem P an TA und insbesondere an Mk1. Hier sind 21,0% (Mk1) und 18,3% (Bk1) gegenüber von 13,7% (Mk2) und 16,7% (Bk2) des Phosphors in organischer Form gebunden, was wesentlich auf die erhöhte Sedimentation von organischer Substanz (Material aus Sedimentfallen weist Glühverluste von $56,8 \pm 0,6\%$ auf) zurückzuführen ist. Die Unterschiede der P-Zusammensetzung an den Transekten werden in einer späteren Studie von Maassen und Balla, 2010 bestätigt.

Der dominante Anteil des Phosphors liegt an allen Entnahmestellen als Fe- und Al-P (in kristalliner Form, NaOH-SRP) vor, wobei die Höhe der Fe-Gehalte in den Sedimenten für eine vorwiegende Bindung an Fe spricht. Während die Anteile des Fe- und Al-Phosphors an Bk1, Mk2 und Bk2 nur gering schwanken (49,3% bis 50,5%), zeigen sich an Mk1 mit 44,5% niedrigere Anteile. Die in amorphen Eisen(III)-(Hydr)oxiden und an kristallinen Fe gebundenen P Anteile machen im Mittel an TB 76% aus, während sie an TA im Mittel 66% betragen.

Die P-Bindung der Sedimente ist somit eindeutig eisendominiert. Die Höhe der Bindung von P an amorphen (BD-SRP) und an kristallinen (NaOH-SRP) Eisenphasen wird an TB durch die Dominanz von exfiltrierenden Bedingungen und den Anstrom von Fe(II) haltigen Grundwasser erhöht.

Die Festlegung von Grundwasser P in den Sedimenten von TB führt zu einem System, das durch einen erhöhten Anteil an labilem, redoxsensitiven P charakterisiert ist. Eine unmittelbare P Freisetzung durch die Reduktion von eisengebundenem P ist aufgrund der hohen Fe/P Verhältnisse von >16 jedoch nicht zu erwarten.

An TA bildet sich ein eisendominiertes Phosphor System aus, das einen geringeren Anteil an labilen redoxsensitiven BD-SRP aufweist. Aufgrund der Dominanz der Sedimentation von feinem und hoch organischem Material finden sich an TA erhöhte Anteile an organischem Phosphor. Auch die Ca gebundenen Phosphor Anteile sind leicht erhöht.

Neben der Dominanz des Eisen-Phosphor Kreislaufs ist in den Sedimenten von Mk1 auch der Einfluss des Fe-S Kreislaufes auf die P-Mobilität denkbar. Ein indirekter Hinweis darauf sind stark erhöhte S Gehalte, bei deutlich geringeren C/S Verhältnissen.

Phosphor Bindungsformen in Sedimentationsfallen

Betrachtet man die P-Zusammensetzung des sedimentierenden Materials (Mk1-SS) in einer Phase der Verockerung der Gräben, zeigt sich mit 58,2% BD-SRP eine eindeutige Dominanz des an amorphen Eisen(III)-(Hydr)oxiden gebundenen Phosphors. Dagegen ist der Anteil an kristallinem Fe-P mit 13,7% im Vergleich zu den Anteilen in den Grabensedimenten sehr gering. In Summe ähnelt der Anteil des eisengebundenen Phosphors in den sedimentierenden Partikeln (72%) dem der Grabensedimente (66%-76%).

Die Ergebnisse widerspiegeln die vorrangige Adsorption von P an frisch gebildeten Eisen(III)-(Hydr)oxiden im Grabenwasser sowie die wesentliche Wirkung des Auftretens von Eisen(III)-(Hydr)oxide für die Sedimentation von P in den Poldergräben. Zum anderen wird deutlich, dass das zur Ablagerung gelangte Material in den Sedimenten frühdiagenetischen Prozessen unterliegt, die sich insbesondere durch eine fortschreitende Kristallisierung der Eisenphase äußert und zu einer Zunahme von stabileren Fe-P Bindungen (>44,5% NaOH-SRP) bei Abnahme der redoxsensitiven Bindungsformen (BD SRP) von 58,2% auf <26,7% führt.

Während die Anteile des organisch gebundenen Phosphors zwischen sedimentierendem Material und Sediment gut übereinstimmen (23,8% in SS und 21,0% an Mk1), belegt der deutliche Anstieg an Ca-P in den Grabensedimenten (von 1,7% in SS auf 9,1% in Sedimenten von Mk1) erneut den Einfluss frühdiagenetischer Prozesse. Hier dürfte es insbesondere zu einer Verschiebung zwischen der labilen BD-SRP Fraktion und dem Ca-P (HCl-SRP) kommen (Golterman, 2004). Aufgrund der pH-Wert der Sedimente von <6,4 fällt die Bedeutung von Ca-P grundsätzlich jedoch eher gering aus, da der Anteil von Ca gebundenem P erst mit zunehmenden pH Wert zunimmt (Kleiner, 1988; Golterman 1994; Dittrich, 1998; Reddy, 1999).

4.6.3 Mikrobiologische Charakterisierung der Sedimente

Mit Ausnahme der Untersuchungen zu den Phosphataseaktivitäten stammen die Ergebnisse der mikrobiellen Eigenschaften aus Schlammgreiferproben von 0-10cm Tiefe, sind daher vertikal nicht differenziert und unterliegen bereits durch die Probenahme hohen Unsicherheiten. Diese Daten widerspiegeln lediglich den mikrobiellen Status der Sedimente und werden für eine prozessbezogene Betrachtung unter Berücksichtigung wechselnder hydraulischer Bedingungen nicht herangezogen.

Insgesamt lassen sich eher funktionelle Gemeinsamkeiten in den einzelnen Gräben (Mk1 und Mk2 sowie Bk1 und Bk2) als an den Transekten ausweisen (Balla et al. 2003). Entsprechend findet sich eine gute Übereinstimmung der relativen Sediment DNA zwischen Mk1 und Mk2 mit 160 und 170 sowie zwischen Bk1 und Bk2 mit einer leicht erhöhten relativen DNA von 220 und 250. Trotz geringerer relativer DNA an Mk1 wurde eine erhöhte DMSO Reduktion von 243 ng DMSO g⁻¹TS h⁻¹ ermittelt, die auf erhöhte mikrobielle Aktivitäten hinweist. Das gleiche gilt für Bk1 mit 216 ng DMSO g⁻¹TS h⁻¹. Die an TB ermittelte DMSO Reduktionen sind dagegen niedrig (Mk2: 80 ng DMSO g⁻¹TS h⁻¹, Bk2: 6 ng DMSO g⁻¹TS h⁻¹).

Die Substratverwertung (Mittelwert aus drei Probenahmen zwischen Sommer 2000 und Frühling 2001) belegt eine hohe Variabilität der genutzten Substrate, die aber keine klare Ursache wie Saisonalität oder hydraulische Bedingung aufweist. Sicher scheint dagegen das Auftreten simultan aktiver aerober und anaerober Mikroorganismen- Populationen, da an allen Beprobungsorten zu jedem Termin sowohl aerobe als auch anaerobe Verwertungsmuster ermittelt wurden. Die Anzahl der aktiv verwerteten aeroben Substrate übertrifft dabei die der aktiv anaerob verwerteten Substrate an Bk1, Mk2 und Bk2 um den Faktor 2, an Mk1 sogar um den Faktor 5.

Bei der potenziellen Substratverwertung überwiegen an Mk1 ebenfalls deutlich die aerob verwertbaren Substrate (57) gegenüber den anaerob verwertbaren (36). An Bk2 werden potenziell 23 Substrate aerob und 40 Substrate anaerob verwertet (bei einmaliger Messung). An Bk1 zeigt sich ein Gleichgewicht potenzieller anaerober und aerober Verwertungsspektren (27/28), während an Mk2 erneut die potenzielle aerobe Verwertung stark dominiert. Im letzten Fall wurde die potenzielle anaerobe Verwertung jedoch nur einmal ermittelt und unterliegt damit einer hohen Unsicherheit.

Die potenzielle Aktivierung von aeroben und anaeroben Verwertungsspektren charakterisiert eine an wechselnde hydraulische Bedingungen angepasste mikrobielle Population, wobei die verwerteten Spektren von Mk1 und Bk2 die vorherrschenden hydraulischen Bedingungen widerspiegeln.

Die Phosphataseaktivitäten der Sedimente wurden parallel zu den P-Fractionen ermittelt. An Mk1 zeigen sich analog zu der hohen Anzahl an Substratverwertungsspektren sehr hohe Aktivitäten der sauren Phosphatase (7361 ± 2420 ng(*p*-Nitrophenol) g⁻¹TS h⁻¹). Maximale Aktivitäten werden an Bk2 (8236 ± 4682 ng(*p*-Nitrophenol) g⁻¹TS h⁻¹) ermittelt, wohingegen an

Mk2 mit $4539 \pm 3194 \text{ ng}(p\text{-Nitrophenol}) \text{ g}^{-1} \text{ TS h}^{-1}$ im Mittel deutlich geringere Aktivitäten auftreten. Die geringsten Phosphataseaktivitäten wurden in den Sedimenten von Bk1 mit $3100 \pm 1978 \text{ ng}(p\text{-Nitrophenol}) \text{ g}^{-1} \text{ TS h}^{-1}$ ermittelt. Die hier präsentierten Ergebnisse stehen damit im Widerspruch zu Ergebnissen von Maassen und Balla, 2010, die deutlich erhöhte Enzymaktivitäten (u.a. Phosphatasen) für die Sedimente von TB ermitteln. Allerdings weichen in der angesprochenen Studie auch die ermittelten Porenwasserkonzentrationen und GV an Mk1 deutlich von den hier ermittelten Werten ab, was möglicherweise auf eine Veränderung der organischen Sedimentauflage (etwa durch Sohlräumung oder Arbeiten zur Installation von Messgeräten) zurückzuführen ist. Der von Maassen und Balla, 2010 ermittelte tiefenabhängige Rückgang der Phosphataseaktivität kann nur für Mk2 und Bk2 ermittelt werden.

4.6.4 Zusammenhang zwischen mikrobiellen und geochemischen Parametern

Auf Grundlage von 5 (Mk1) bzw. 4 (Mk2) und je 3 (Bk1, Bk2) tiefenspezifischen Sedimentbeprobungen (jeweils $n=4$) werden mit Hilfe von Korrelationen Zusammenhänge zwischen dem mikrobiellen Parameter der sauren Phosphatase und geochemischen Parametern, wie GV, Fe, P sowie den einzelnen P-Fractionen aufgezeigt (Anhang B-IV).

Es wird deutlich, dass für Mk1 und einer Gruppe aus Mk2, Bk1 und Bk2 gänzlich verschiedene Abhängigkeiten auftreten, die eine unterschiedliche Relevanz der Stoffkreisläufe nahelegt (Abbildung 50 und Abbildung 51).

An Mk2 (das stellvertretend für das Systemverhalten der Sedimentgruppe Mk2, Bk1 und Bk2 steht) zeigen sich höchst signifikante Korrelationen nach Pearson (positiver Test auf Normalverteilung) von $r^2=0,98$, $p<0,0001$ zwischen dem P-Gehalt und dem GV sowie zwischen P-Gehalt und Fe-Gehalt und saurer Phosphatase (beide $r^2=0,99$, $p<0,0001$). Dabei weisen die Sedimente der ersten 0-2cm Sedimenttiefe die höchsten GV um 30%, aber auch die höchsten Fe-Gehalte, TP-Gehalte und Phosphataseaktivitäten auf und nehmen mit zunehmender Tiefe ab. Der Ausschluss eines tiefenabhängigen Effektes durch Betrachtung einzelner Sedimenttiefen (z.B. 0-2cm Tiefe oder 8-10cm Tiefe) führt jedoch zu keiner grundlegenden Veränderung der Korrelationen.

Des Weiteren zeigen sich höchst signifikante Korrelationen der TP Gehalte mit verschiedenen Phosphor Fraktionen (BD-SRP= $0,92$, $p<0,0001$; NaOH SRP mit $r^2=0,97$, $p<0,0001$, org. P

mit $r^2=0,93$, $p<0,0001$ und HCl-SRP mit $r^2=0,98$, $p<0,0001$) sowie zwischen den aufgeführten P Fraktionen und dem GV bzw. der sauren Phosphataseaktivität (Anhang B-IV).

Die Ergebnisse deuten auf ein chemisch und biologisch eng aufeinander abgestimmtes System hin, dessen biogeochemische P Umsetzung eindeutig durch den Fe-P Kreislauf bestimmt wird. Ein hoher Anteil an organischer Substanz führt zu einer Anreicherung von Fe, einer Erhöhung der P-Sorptionskapazität und infolge dessen zu erhöhten P-Gehalten, die im Wesentlichen als Fe-P (an amorphe und kristalline Phasen gebunden bzw. inkorporiert) auftreten. Die Enzymaktivität der sauren Phosphatase ist deutlich an das beschriebene System der voneinander abhängigen Parameter GV, P und Fe gekoppelt. Ein hoher Gehalt an bioverfügbarem partikulären organischen Material oder auch Porenwasser DOC bewirkt häufig eine erhöhte Enzymaktivität, wie in Untersuchungen von Findlay et al., 2003 gezeigt wird und trifft auch bei den hier untersuchten Sedimenten zu.

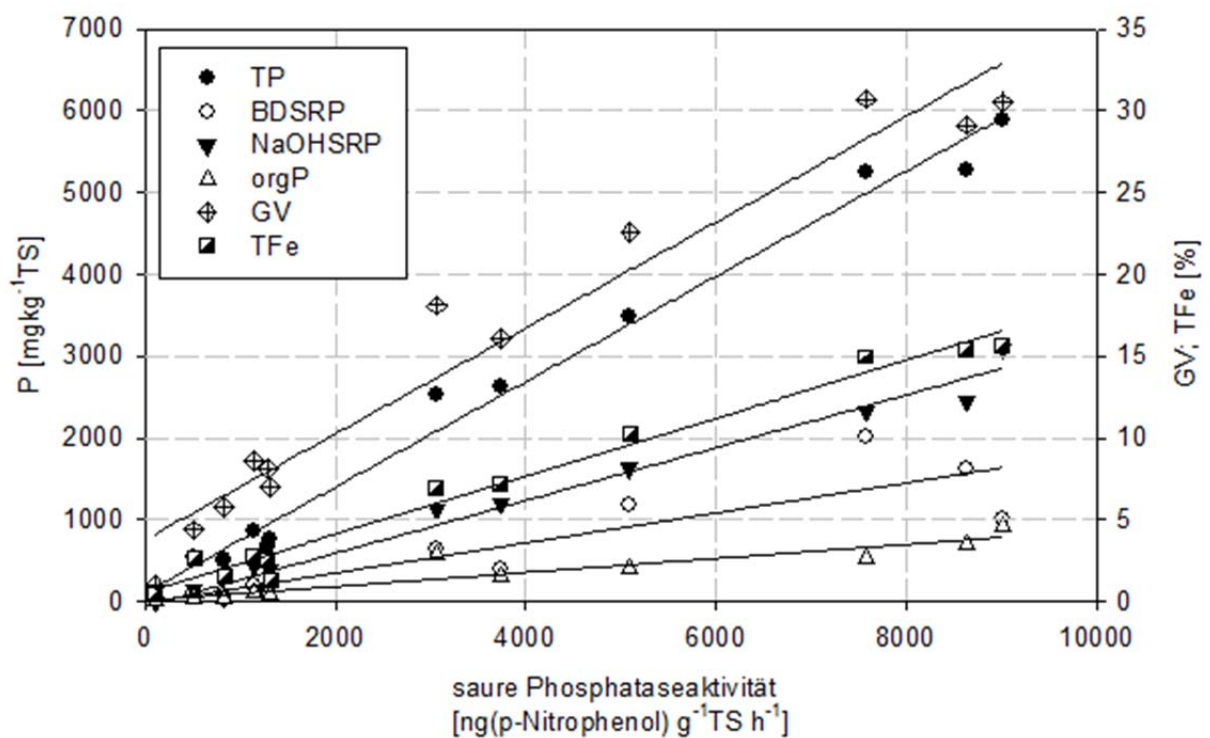


Abbildung 50: Korrelationen zwischen der Sauren Phosphataseaktivität [ng(p-Nitrophenol)g⁻¹TSh⁻¹] den P-Gesamtgehalten und ausgewählten P-Fractionen (BD-SRP, NaOH-SRP und org.P), [mgPkg⁻¹TS] sowie den GV [%] und dem Fe Gehalt [%] in Sedimenten von Mk2.

Eine deutliche Ausrichtung der sauren Phosphataseaktivität am Fe-P (BD-SRP und NaOH-SRP) der Sedimente sowie die höchst signifikanten Korrelationen von GV und TP deuten auf eine intensive Bildung von Eisen-Humin-P Komplexen hin. Verschiedene Studien haben

gezeigt, dass es bei relativ geringen pH-Werten und niedrigem Redoxpotenzial zu einer kolloidalen Aggregatbildung von Huminstoffen, ortho-Phosphat und Eisen(III) kommen kann (Steinberg, 2001). Reddy et al., 1995 und Reddy et al., 1998 finden signifikante positive Korrelationen zwischen P und Fe(III)- und Al-(Hydr)oxiden sowie zwischen TOC und P. Die Autoren schließen daraus auf eine verstärkte Bindung von P durch Metall-Humin-Komplexe, was auch durch Untersuchungen von Gerke & Hermann, 1992 belegt wird, die eine Erhöhung der P Sorption bei der Bildung von Fe- und Al-Humin-Komplexen ermitteln konnten.

Die physikochemische Natur der Metall-P-Humin-Komplexe ist noch nicht vollständig bekannt. Die Existenz und die Aktivität der freien Phosphatasen kann von Huminstoffen stark beeinflusst werden (Steinberg, 2001), da sie am extrazellulären Elektronentransport beteiligt sein können. Das bedeutet, dass sie einen Elektronentransport von reduziertem Material in den Sedimenten zu solchen Elektronenakzeptoren, die normalerweise thermodynamisch nicht verfügbar sind, durchführen. Dabei nutzen die Mikroorganismen Huminstoffe als Elektronenakzeptoren für die anaerobe Oxidation von organischen Verbindungen und Wasserstoff. Die mikrobielle Reduktion von Huminstoffen verstärkt so die Fähigkeit der Mikroorganismen, andere, weniger gut zugängliche Elektronenakzeptoren zu reduzieren. Hierzu gehören unlösliche Eisen(III)oxide. So kann durch die Huminstoffe sogar die Reduktion von Fe(III) stimuliert werden, das in die Struktur von Tonmineralien und in kristalliner Form des Eisenoxids (Goethit und Hämatit) eingebaut ist und bei Abwesenheit von Huminstoffen durch Fe(III)-reduzierende Mikroorganismen nicht reduziert werden kann (Steinberg, 2001). Ergebnisse von Roden & Wetzel, 2002, die in Feuchtgebietssedimenten einen linearen Zusammenhang zwischen mikrobieller Reduktion von Eisenoxiden und dem Gehalt an amorphen Fe(III)oxiden nachweisen, können als Erklärung für die gute Übereinstimmung zwischen BD-SRP und dem verfügbaren Phosphor dienen. In diesem Fall würde eine verstärkte Reduktion von amorphen Eisen(III)oxiden zu einer erhöhten Freisetzung von daran adsorbiertem P führen. Die Fähigkeit von Mikroorganismen, unter Nutzung von Huminstoffen auch höher kristalline Fe-Formen zu reduzieren, ist eine mögliche Erklärung für die hoch signifikante Korrelation der Phosphataseaktivität mit der NaOH-SRP Fraktion.

Die Ergebnisse decken sich gut mit detaillierten mikrobiologischen Untersuchungen von Maassen & Balla, 2010, die eine Zunahme der mikrobiellen Aktivität (FDA Esterase) bei zunehmendem Fe-P feststellen. Auch höchst signifikante und sehr hohe Korrelationen zwischen dem verfügbaren NH_4Cl SRP und den genannten Parametern und Fraktionen weisen

darauf hin, dass nicht nur eine Festlegung, sondern auch die Freisetzung (neben einer Mobilisierung aus dem organischen P-Pool) aus dem Fe-P stammt. Ein direkter Zusammenhang zwischen Phosphataseaktivität und Fe-P lässt sich durch eine an die Eisendominanz der Sedimente angepasste mikrobielle Populationsstruktur erklären, die unter Nutzung von Huminstoffen Eisen(III)-(Hydr)oxide reduzieren. Ob es in den Poldersedimenten zu einer solchen funktionellen Anpassung der mikrobiellen Populationen an Metall-Humin-P-Komplexe kommt, wäre anhand weiterer detaillierter Untersuchungen zu klären.

An Mk1 korreliert im Vergleich zu Mk2, Bk1 und Bk2 der TP-Gehalt mit dem GV und der sauren Phosphataseaktivität höchst signifikant negativ. Zwischen P und Fe wird kein signifikanter Zusammenhang ermittelt ($r^2=0,48$, $p=0,06$). Dies kann als Beleg dafür gedeutet werden, dass an Mk1 der Eisen-Phosphor-Kreislauf die Mobilität des Phosphors nicht maßgeblich dominiert (Anhang B-IV).

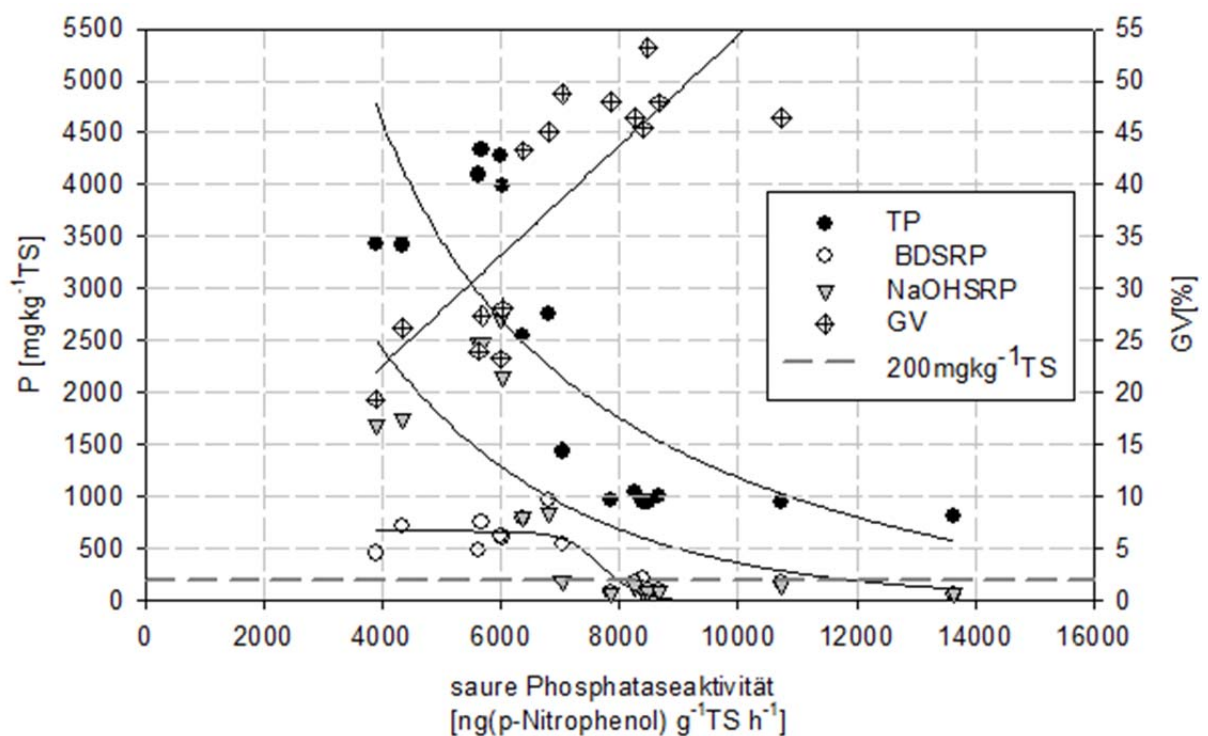


Abbildung 51: Korrelationen zwischen der Sauren Phosphataseaktivität [ng(p-Nitrophenol)g⁻¹TSh⁻¹] den P-Gesamtgehalten und ausgewählten P-Fractionen (BD-SRP, NaOH-SRP), [mgPkg⁻¹TS] sowie den GV [%] in Sedimenten von Mk1.

Ursache dieser Entkoppelung ist eine starke Beeinflussung durch den Fe-S Kreislauf. Indem ein Teil des Fe Pools im Sediment in sulfidischer Verbindung (schwerlösliches FeS₂) festgelegt wird, steht es für den Fe-P-Kreislauf nicht mehr zur Verfügung. Linear zum

Glühverlust steigende S-Gehalte in den Sedimenten verdeutlichen, dass die potenzielle Entkoppelung des Fe-P Kreislaufes durch den Fe-S Kreislauf mit steigendem GV zunimmt. Demzufolge ist der Verlust der Korrelation zwischen Fe und P in den Sedimenten bei stark erhöhten Glühverlusten dadurch zu erklären, dass die P-Sorptionskapazität bei steigenden Glühverlusten abnimmt (negative Korrelation zwischen GV und TP). Dies wird auch durch eine höchst signifikante negative Korrelation der TP- und S-Gehalte aus den Schlammgreiferproben ($GV > 10\%$) von $r^2 = -0,84$, $p = 0,0005$ ersichtlich. Unter thermodynamischen Gesichtspunkten ist die Bildung von FeS_2 in den Sedimenten wahrscheinlich (Anhang B-V). Stöchiometrische Abschätzungen zeigen, dass an Mk1 bei einer 100% Festlegung von S als FeS_2 39% des vorhandenen Fe als potenzieller Bindungspartner für P verloren gehen würde. Obwohl der Fe-S-P Kreislauf somit zu einem effektiven Kurzschluss des Fe-P-Kreislaufes führt, muss dies nicht zwingend zu einer erhöhten Freisetzung von SRP aus den Sedimenten führen. Golterman, 1995 findet in Laborversuchen bei Zugabe von $40-80\text{mg l}^{-1}$ Ca (ähnlich den Ca-Gehalten im Interstitial), dass eine signifikante Freisetzung von P (50%) erst eintritt, wenn 75% der Fe(III)-(Hydr)oxide als FeS festgelegt wird. Er führt dies auf eine vorangehende verstärkte Festlegung von P als Ca-P zurück. Erhöhte Anteile an Ca-P werden auch an Mk1 ermittelt und stellen möglicherweise einen Hinweis auf die Verschiebung zwischen BD-SRP und der HCl-SRP Fraktion dar.

Sinkende TP Gehalte (bei steigendem GV) führen an Mk1 zu einem hoch signifikanten exponentiellen Anstieg der sauren Phosphataseaktivität (Phosphatase:TP mit $r^2 = -0,76$, $p = 0,001$), was auf einen Anstieg der mikrobiellen Biomasse mit steigendem GV zurückzuführen sein kann. Hoch signifikante negative Korrelationen an Mk1 zwischen Phosphataseaktivität und den Fe P-Fractionen (BD SRP und NaOH SRP) belegen ebenfalls die eindeutige Ausrichtung der Mikroorganismen am Fe-P Pool der Sedimente. Bei geringen Gehalten an redoxlöslichem amorphen- sowie an kristallinem Fe-P, der auf eine verstärkte Bindung von Fe als FeS_2 in den hoch organischen, Fe- und S reichen Sedimenten zurückzuführen ist, steigen die sauren Phosphatasen exponentiell an. Dies kann als ein Hinweis auf eine P Limitierung bei TP Gesamtgehalten $< 1000\text{mg kg}^{-1}\text{TS}$ und BD SRP- sowie NaOH SRP Gehalten von jeweils $< 200\text{mg kg}^{-1}\text{TS}$ aufgefasst werden.

4.7 Interstitialwasser der Grabensedimente

Beim Austausch von Oberflächenwasser und Grundwasser nehmen die Übergangszonen eine besondere Bedeutung ein (Nützmann & Lewandowski, 2009). Im hyporheischen Interstitial findet ein komplexes Zusammenspiel von Substrat, hydrodynamischen Verhältnissen, Sedimenttransport sowie Energie- und Stofftransfer im Fließgewässer und dessen Wechselwirkungen im Grundwasser statt (Saenger, 2000; Lenk, 2000). Die Durchströmungseigenschaften des Interstitials bestimmen die Aufenthaltszeit und damit den Zeitraum für stoffliche Umsetzungen in den Sedimenten. Austauschrate und Umsatzleistung bestimmen den Stoffflux aus dem bzw. in das Interstitial (Winter et al., 1998 und Sophocleous, 2002).

Es konnten Interstitialprofile ermittelt werden, die die:

- Infiltration, mit einem Durchsatz von oxischem Grabenwasser das reich an Elektronenakzeptoren (SO_4) ist,
- Exfiltration, mit Durchsatz von reduziertem Grundwasser, sowie
- Stagnation, ohne nennenswerten advektiven Transport

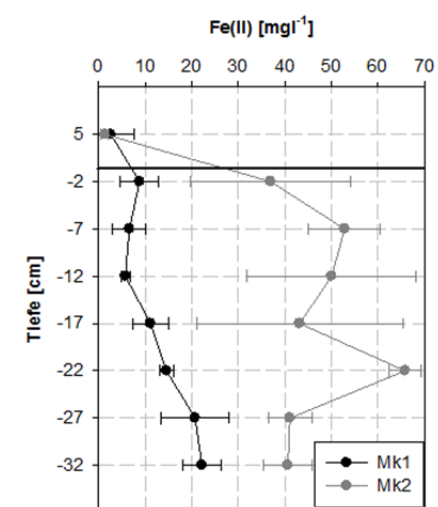
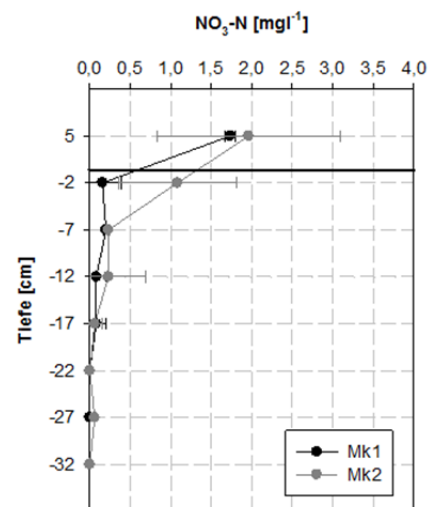
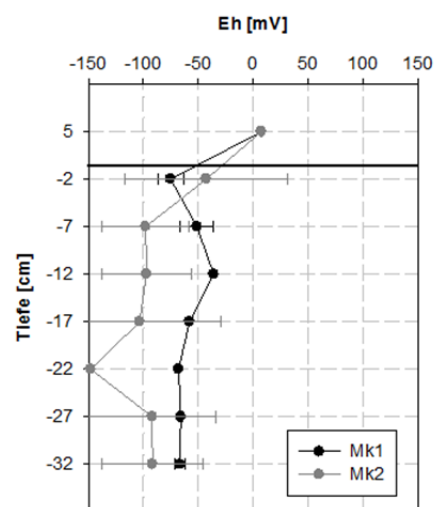
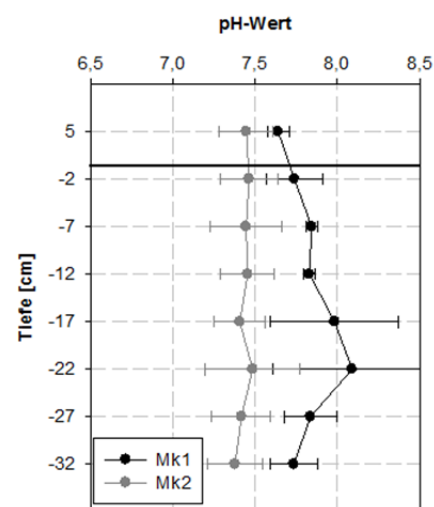
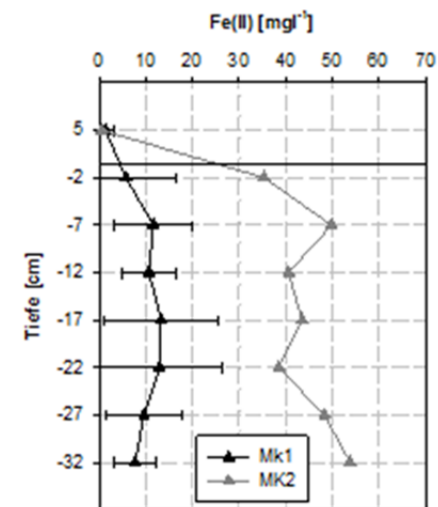
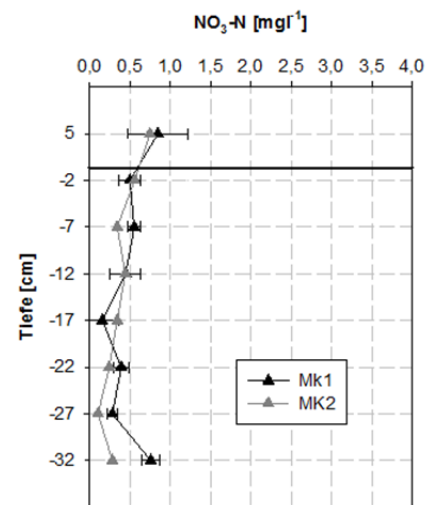
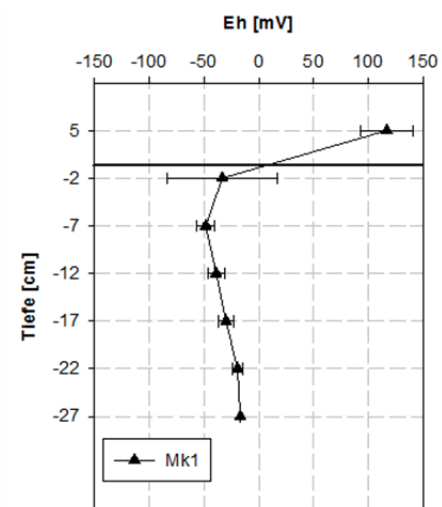
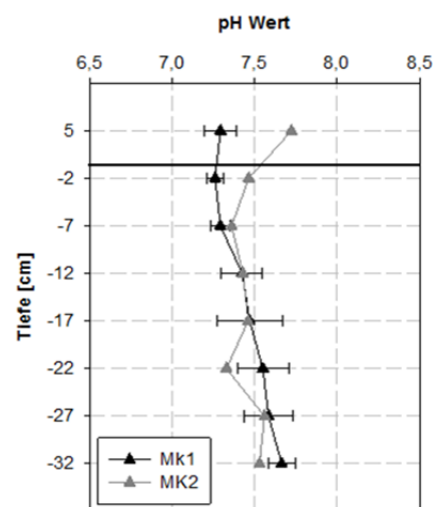
darstellen. Die unterschiedlichen Bedingungen bewirken eine Veränderung der Redoxbedingungen und des pH-Wertes und induzieren komplexe Phosphor Umsatzprozesse. Bei den unterschiedlichen Anstrombedingungen bilden sich in der Regel vertikale oder horizontale Redox Zonierungen aus, mit Bereichen, die durch die Reduktion von O_2 , NO_3^- , MnOOH , FeOOH , SO_4^{2-} und von CH_2O gekennzeichnet sind (Massmann et al., 2004, Vidon & Hill, 2004a). Durch Substratkonkurrenz und die unterschiedliche Verfügbarkeit von Elektronenakzeptoren (Canfield, 1993) werden ebenfalls simultan verschiedene Oxidanten genutzt, was zu Überschneidungen der Redoxzonen führen kann (Postma & Jakobsen, 1996). In den meisten Frischwasser Sedimenten dominiert die Reduktion von Eisen(III)-(Hydr)oxide gegenüber der von Sulfat, weshalb es häufig nur zu geringen Anteilen von anorganischem S in den Sedimenten kommt. In reduzierten Frischwasser Sedimenten zeigt sich dagegen eine tiefengestaffelte Abfolge der Reduktionszonen, wobei die Sulfatreduktion der der Reduktion von Fe(III) folgt (Gerritse, 1999).

Die an Mk1 und Mk2 beprobten Konzentrationsprofile werden nach der vorherrschenden hydraulischen Situation klassifiziert und als Mittelwerte mit STABW in fünf Zentimeter Schritten dargestellt (Abbildung 52).

Die Konzentrationen im Interstitial zeigen deutliche Unterschiede an Mk1 und Mk2 sowie bei wechselnden hydraulischen Bedingungen. An Mk2 bilden sich dabei niedrigere Redoxpotenziale, niedrigere SO_4 Konzentrationen sowie erhöhte DOC Konzentrationen aus. Die Fe(II) Konzentrationen übertreffen die von Mk1 um das Vier- bis Fünffache, was auf die verstärkt reduzierenden Bedingungen an Mk2 hinweist (Maassen & Balla, 2010). Redoxpotenziale von -100mV (Exfiltration) stimmen an Mk2 gut mit denen des anströmenden Grundwassers überein. An Mk1 werden Redoxpotenziale von -50mV bis -70mV (Stagnation, Mk1) und -20mV bis -40mV (Infiltration) gemessen. Die pH Werte liegen in einem Bereich zwischen 7,3 und 8,1. An Mk1 werden die geringsten pH Werte bei infiltrierenden Bedingungen ermittelt. Eine Abnahme der pH-Werte in Fließgewässersedimenten bei verstärkter Zufuhr von SO_4 insbesondere in anoxischen Sedimenten wird auch von Clavero et al., 1997 festgestellt. An Mk2 wirken sich die wechselnden hydraulischen Bedingungen nur gering auf den pH Wert aus.

Die verstärkte Oxidation der Sedimente bei infiltrierenden Bedingungen widerspiegelt sich auch in leicht erhöhten $\text{NO}_3\text{-N}$ -Konzentrationen. Grundsätzlich sinken die $\text{NO}_3\text{-N}$ Konzentrationen aber bereits direkt an der Sediment-Oberflächenwasser-Grenzschicht auf Konzentrationen $<0,5\text{mg l}^{-1}$ ab und spielen als Elektronenakzeptor nur eine sehr untergeordnete Rolle (Gabriel et al., 2006).

Bei Infiltration hängt die Konzentrationsentwicklung im Interstitial wesentlich von der Transportgeschwindigkeit und der daraus resultierenden Aufenthaltszeit ab. Eine erhöhte Zufuhr von oxischen Grabenwasser führt an Mk1 zu einer geringen reduktiven Mobilisierung von Eisen(III)-(Hydr)oxiden in das Interstitial. Bei verlangsamter Durchströmung kommt es dagegen bereits in geringer Tiefe zu einer deutlichen Mobilisierung von Fe(II) in das Interstitial, was sich in hohen Standardabweichungen niederschlägt (Abbildung 52).



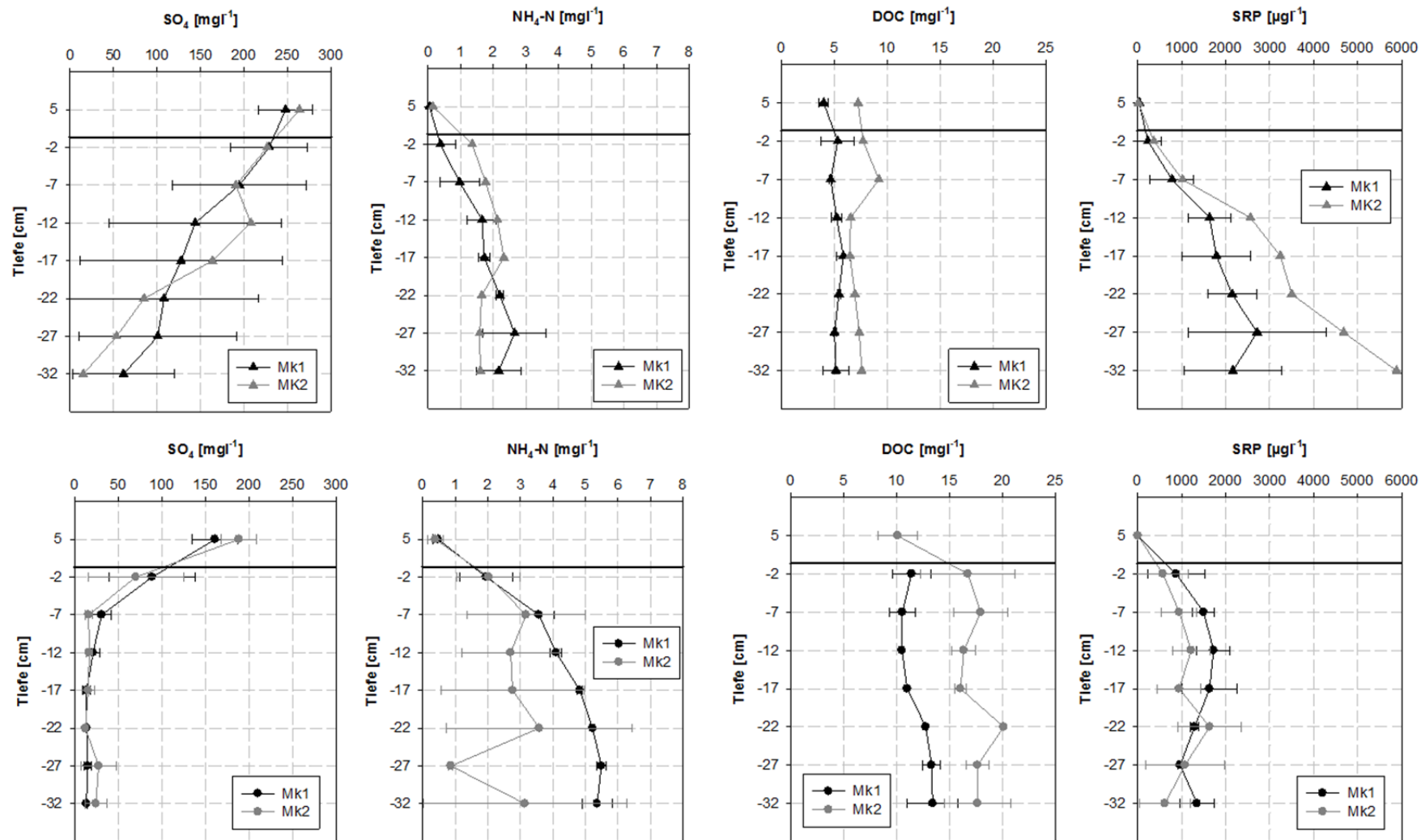


Abbildung 52: Ausgewählte Parameter (Mittelwerte und Standardabweichungen) von Interstitialwasser-Profilen von Mk1 und Mk2 bei Infiltration (oben) und Exfiltration (unten), (Mk1-INF, n=2; Mk1-STG, n=3; Mk2-INF, n=1; Mk2-EXF, n=4).

Bei einer geringen Infiltration erreichen die Fe(II) Konzentrationen 28mg l^{-1} und entsprechen den Konzentrationen bei stagnierenden Bedingungen. An Mk2 kommt es bei infiltrierenden Bedingungen grenzschnitnah zu einem Rückgang der Fe(II) Konzentrationen auf 35mg l^{-1} gegenüber Konzentrationen $>50\text{mg l}^{-1}$ bei exfiltrierenden Bedingungen.

Eine deutliche Abhängigkeit von der hydraulischen Situation weisen die SO_4 Konzentrationsprofile auf. Bei exfiltrierenden oder stagnierenden Bedingungen kommt es zu einer Grenzschnitnahen Reduktion von SO_4 , die an Mk2 bereits in 2cm Tiefe und bei Mk1 in 5-10cm Tiefe abgeschlossen ist. Bei infiltrierenden Bedingungen setzen sich die hohen SO_4 Grabenwasser Konzentrationen in das Interstitial fort. Die hohen Standardabweichungen an Mk1 belegen erneut die Relevanz der Infiltrationsgeschwindigkeit auf die Ausbildung einer horizontalen Redoxzonierung. Bei hohen Infiltrationsraten (Hauptinfiltrationsphase) setzen sich SO_4 Konzentrationen (von z.T. deutlich $>100\text{mg l}^{-1}$) bis über 20cm tief in das Interstitial fort, während SO_4 bei geringerer Transportgeschwindigkeit einer verstärkten Reduktion unterliegt. Die $\text{NH}_4\text{-N}$ Konzentrationen zeigen ebenfalls eine klare Abhängigkeit von der hydraulischen Situation. Sie liegen bei infiltrierenden Bedingungen zwischen $0,5$ und $3,0\text{mg l}^{-1}$ und steigen bei exfiltrierenden- bzw. stagnierenden Bedingungen trotz sinkender Temperaturen auf 2 bis 6mg l^{-1} an. Sie belegen eine erhöhte mikrobiell induzierte Reduktion organischer Substanz bei anaeroben Bedingungen, die auch von Maassen & Balla, 2010 nachgewiesen werden konnte. Die DOC Konzentrationen zeigen einen ähnlichen Trend. Konzentrationen zwischen 5mg l^{-1} (Mk1) und 10mg l^{-1} (Mk2) bei Infiltration steigen bei stagnierenden- und exfiltrierenden Bedingungen auf $10\text{-}15\text{mg l}^{-1}$ (Mk1) sowie auf 15 bis 20mg l^{-1} (Mk2) an.

Die SRP Konzentrationsprofile des Interstitials unterliegen unabhängig vom Ort einem deutlichen Einfluss durch die vorherrschende hydraulische Situation. Bei exfiltrierenden- und stagnierenden Bedingungen zeigt sich eine maximale Mobilisierung von SRP in das Interstitial in einer Tiefe von 10 bis 20cm mit Konzentrationen zwischen 1000 und $2000\mu\text{g l}^{-1}$. In Richtung Sediment-Grabenwasser-Übergangszone nehmen die SRP Konzentrationen deutlich ab, was auf die Festlegung von SRP an Eisen(III)-(Hydr)oxiden im Übergangsbereich hindeutet (Chambers & Odum, 1990). Bei infiltrierenden Bedingungen kommt es je nach Intensität des Zustroms von oxischen Grabenwasser bis in Tiefen von 5cm zu einer effektiven Festlegung von SRP durch Adsorption an Eisen(III)-(Hydr)oxide, was zu SRP Interstitialwasser Konzentrationen von $94\mu\text{g l}^{-1}$ ($0\text{-}5\text{cm}$ Tiefe, Hauptinfiltrationsphase) führt. In derselben Phase setzt mit zunehmender Tiefe eine ansteigende Mobilisierung der SRP

Konzentrationen ein, die zu maximalen Konzentrationen von $3820\mu\text{gl}^{-1}$ (Mk1) und $5880\mu\text{gl}^{-1}$ (Mk2) führt.

4.7.1 Einfluss der hydraulischen Bedingungen auf die Phosphor Mobilität

Mittels Korrelationsanalyse wurden ausgewählte Parameter im Interstitialwasser auf ihre Abhängigkeiten zueinander getestet (Anhang B-IV). Die Korrelationen (nach Spearman) weisen ein komplexes System von Abhängigkeiten auf, bei denen die Mastervariablen der P-Mobilität, der pH-Wert und das Redoxpotenzial entscheidend durch die hydraulischen Bedingungen beeinflusst werden. Da die Messung des Redoxpotenzials häufig mit hohen Unsicherheiten behaftet ist (Schüring et al., 2002), werden in Folge verstärkt die pH-Werte für eine Interpretation der P Mobilität herangezogen.

4.7.1.1 Phosphor Mobilität bei Infiltration (Hauptinfiltrationsphase)

Abbildung 53 zeigt wesentliche Korrelationen chemischer Parameter im Interstitial von Mk1 (links) und Mk2 (rechts) bei infiltrierenden Bedingungen. Es wird deutlich, dass sich die Phosphor Mobilisierungsprozesse an den Transekten deutlich voneinander unterscheiden.

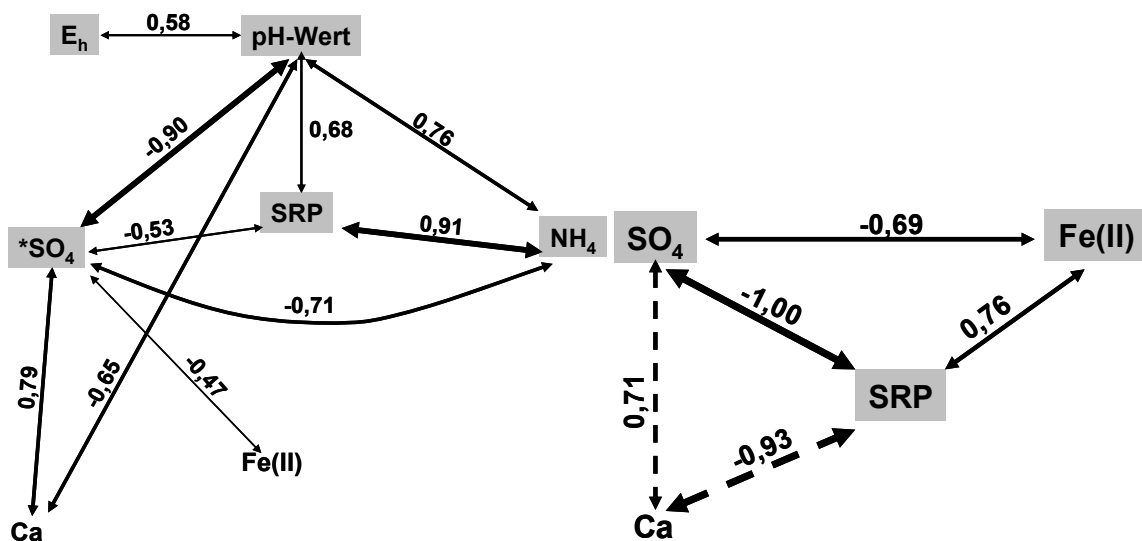


Abbildung 53: Systemdiagramm von Korrelationen der Interstitialwasserprofil Konzentrationen während der Hauptinfiltrationsphase von Mk1 (links) und Mk2 (rechts).

An Mk1 bildet sich zwischen dem pH Wert und den SO_4 Konzentrationen eine hoch signifikante negative Korrelation aus, was den Einfluss von zuströmendem oxischen

Grabenwasser auf die Redoxbedingungen im Interstitial unterstreicht. Der erhöhte Zustrom von SO_4 bewirkt eine Oxidation in der Übergangszone und verstärkt den mikrobiellen Abbau der organischen Substanz. Die mit der Tiefe steigenden pH-Werte widerspiegeln die fortschreitende Reduktion von Eisen(III)-(Hydr)oxiden und von Sulfat. Die signifikanten Korrelationen zwischen pH-Wert und $\text{NH}_4\text{-N}$ belegen ebenfalls den Effekt eines erhöhten mikrobiellen Abbaus (bei Reduktion von SO_4), der mit zunehmender Tiefe zu einem Anstieg der $\text{NH}_4\text{-N}$ Konzentrationen im Interstitial führt.

Dieselbe tiefenabhängige Zunahme kann für die SRP Konzentrationen ausgewiesen werden und ist signifikant mit dem pH Wert korreliert. Die hoch signifikant, perfekte Korrelation zwischen SRP und $\text{NH}_4\text{-N}$ ist ein eindeutiger Hinweis auf die Freisetzung von SRP aus der Mineralisation der organischen Substanz. Die negativen Korrelationen zwischen SO_4 und NH_4 , Fe(II) und SRP unterstreichen den dominanten Einfluss der mikrobiellen Reduktion von SO_4 auf die Stoffmobilität an Mk1. Die Ergebnisse sind ein deutlicher Beleg, dass die SRP Mobilisierung in größeren Tiefen bei infiltrierenden Bedingungen vorwiegend aus dem organischen Phosphor Pool erfolgt und durch die Reduktion von SO_4 katalysiert wird.

Trägt man die Konzentrationsprofile der ausgewiesenen relevanten Parameter in einem Diagramm auf (Abbildung 54), so wird deutlich, dass es während der Hauptinfiltrationsphase zur Ausbildung einer ausgeprägten Redoxsequenz kommt.

Während O_2 und $\text{NO}_3\text{-N}$ (nicht dargestellt) bereits an der Sediment-Grabenwasser-Grenzschicht reduziert sind, weisen Parameter, wie SRP und $\text{NH}_4\text{-N}$ im Interstitial der Übergangszone (0-8cm Tiefe) nur geringfügige Anstiege auf. Die pH-Werte sinken zwischen 0-3cm Tiefe ab und belegen eine Oxidation des obersten Interstitialwassers durch das anströmende Grabenwasser. Den Zustrom von Grabenwasser belegen auch die SO_4 Konzentrationen, die sich auf den ersten fünf Zentimetern nur geringfügig verändern. Dagegen zeigt der kontinuierliche Anstieg der Fe(II) Konzentrationen, dass der Bereich von 0-8cm Tiefe als eine Zone zunehmender Eisenreduktion charakterisiert ist. Die mobilisierten Fe(II) Konzentrationen von maximal $6,5\text{mg l}^{-1}$ sind jedoch, wie bereits oben beschrieben, vergleichsweise gering. Die geringe Reduktion von Eisen(III)-(Hydr)oxiden führt bei Zustrom von oxischen Grabenwasser nur zu einer geringfügigen Mobilisierung von SRP in das Interstitial. Nichtsdestotrotz sind sowohl die Fe(II) als auch die $\text{NH}_4\text{-N}$ Konzentrationen in dieser Zone signifikant positiv mit den SRP Konzentrationen korreliert, was auf eine mikrobiell induzierte Mobilisierung aus dem amorphen Fe-P sowie dem organischen P

schließen lässt. Eine verstärkte Mobilisierung von SRP setzt bei zunehmender Reduktion von SO_4 unterhalb der Eisenreduktionszone ein, was von steigenden pH-Werten und $\text{NH}_4\text{-N}$ Werten (verstärkte mikrobielle Reduktion) begleitet wird.

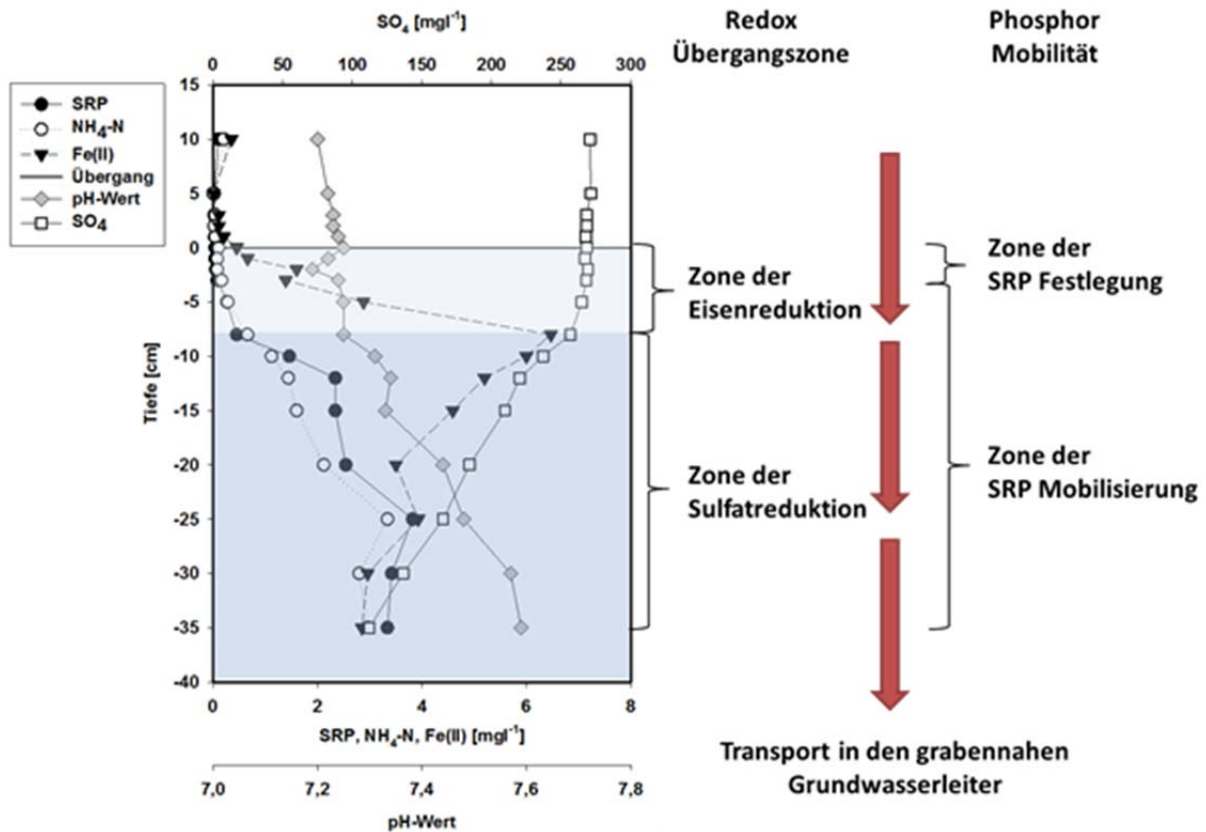


Abbildung 54: Kleinräumige Redoxzonierung sowie P-Mobilität in Tiefenprofilen des Interstitials (Mk1) während der Hauptinfiltrationsphase.

Die Ergebnisse belegen, dass SO_4 bei Infiltration als wesentlicher Elektronenakzeptor für die mikrobielle Aktivität dient und eine fortschreitende Reduktion der organischen Substanz und eine Freisetzung von SRP aus dem organischen Phosphor-Pool bewirkt (Clavero et al. 1997, Zak et al., 2006). Gabriel et al. (2006) konnten zeigen, dass ein signifikanter Zusammenhang zwischen der Reduktion von SO_4^{2-} und den im Porenwasser ermittelten SRP Konzentrationen besteht ($r^2=0,96$, $p<0,0001$). Zudem stimmen die Ergebnisse gut mit Laborversuchen an Spree Sedimenten überein, bei denen eine erhöhte SRP Mobilität bei erhöhten Sulfat Konzentrationen im Überstandwasser auftritt (Zak et al., 2006). Wie in den Laborversuchen, ist die Mobilisierung von SRP in den Grabensedimenten maßgeblich an die Wassertemperatur und die Höhe der SO_4 Konzentrationen gekoppelt. Beide Parameter unterscheiden sich in der Hauptinfiltrationsphase signifikant von den anderen ermittelten (Infiltrations-) Profilen, bei denen es zu keiner erhöhten Mobilisierung von SRP kommt. Zudem ist die Höhe der SO_4

Fracht in das Interstitial durch hohe Infiltrationsraten für die Ausbildung des ausgedehnten Prozessraumes von mehreren zehner Zentimeter (Zone der Sulfat Reduktion) von entscheidender Bedeutung. Tatsächlich ist die Reduktion von SO_4 in 35cm Tiefe noch nicht abgeschlossen.

Das Absinken der Fe(II) Konzentrationen, die in der Zone der Sulfatreduktion höchst signifikant positiv mit dem Rückgang der SO_4 -Konzentrationen ($r=0,91$) sowie negativ mit den SRP Konzentrationen ($r=-0,78$) korreliert sind, deuten auf eine Festlegung von Fe(II) als FeS_2 und eine Freisetzung von SRP aus dem Fe:P hin. Dies wird auch in abnehmenden Fe:P Verhältnissen deutlich, die in der Zone der Sulfat Reduktion von 5 auf unter 1 abnehmen.

Die mit zunehmender Tiefe stetig zunehmenden SRP Konzentrationen erklären sich:

- i. aus einer verstärkten Freisetzung von SRP aus dem organischen P der durch die erhöhte Mineralisation der organischen Substanz bei permanenter SO_4 Zufuhr freigesetzt wird,
- ii. aus einer Festlegung von Fe(II) als FeS_2 , das zu kritischen Fe:P Verhältnissen führt und eine verringerte Sorptionskapazität für SRP ausdrückt.

An Mk2 herrschen bei infiltrierenden Bedingungen nur schwache Korrelationen zwischen NH_4 und SRP vor. Hier zeigen hohe positive Korrelationen zwischen SRP und Fe(II) eine signifikante Wirkung der mikrobiell induzierten Lösung (negative Korrelationen zwischen SO_4 und Fe(II) und SO_4 und SRP) von Eisenhydroxiden auf die Freisetzung von SRP in das Interstitialwasser (Abbildung 53). Obwohl die Ca Konzentrationsprofile weder signifikante Festlegungs- noch Freisetzungsprozesse aufweisen und maßgeblich die Mischung (von Grabenwasser und Grundwasser) widerspiegeln, kann die hoch signifikante negative Korrelation zwischen Ca und SRP als eine Festlegung von mobilisiertem SRP an Ca-Ionen gedeutet werden. Die HCl-SRP Fraktion an Mk2 zeigt jedoch keinerlei Hinweis auf eine verstärkte Festlegung von Ca-P bei infiltrierenden Bedingungen. Damit sind die hohen Korrelationen vermutlich maßgeblich auf die gemeinsame Tiefenabhängigkeit der Parameter zurückzuführen.

Während der Hauptinfiltrationsphase zeigt sich an Mk2 eine ähnliche SRP Mobilität wie an Mk1, die aber auf andere Prozesse zurückzuführen ist. Zudem verschiebt sich die Zone der Eisenreduktion an Mk2 um einige Zentimeter, beginnt bereits 1cm über dem Interstitial und

setzt sich nur bis 5cm in das Interstitial fort. Die Zone der Sulfatreduktion überschneidet sich mit der Zone der Eisenreduktion und setzt bereits an der Übergangszone zwischen Grabenwasser und Interstitialwasser ein. Die Sulfatreduktion ist in 30cm Tiefe annähernd abgeschlossen. Ein weiterer Unterschied zu Mk1 besteht in den hohen Fe(II) Konzentrationen im Interstitialwasser, die in 5cm Tiefe auf $54,9\text{mg l}^{-1}$ ansteigen und damit fast um eine Größenordnung über den Konzentrationen an Mk1 liegen. Zudem kommt es an Mk2 in der Zone der Sulfat Reduktion zu keinem wesentlichen Rückgang der Fe(II) Konzentrationen mit der Tiefe. Damit bleibt auch das Fe:SRP Verhältnis in einem Bereich der eine ausreichende potenzielle Festlegung von SRP bei >15 darstellt (Jensen et al., 1992). Übereinstimmung zwischen Mk1 und Mk2 herrscht dagegen bei den mit der Tiefe abnehmenden SO_4 Konzentrationen, bei steigenden pH-Werten sowie steigenden $\text{NH}_4\text{-N}$ - und SRP Konzentrationen. Die perfekten negativen Korrelationen zwischen SO_4 und SRP belegen den deutlichen Einfluss eines zunehmenden mikrobiellen Abbaus und sich einstellender reduktiver Verhältnisse auf die SRP Mobilität. Diese wird an Mk2 jedoch entscheidend durch die Lösung von Eisen(III)-(Hydr)oxiden gesteuert, was in signifikant positiven Korrelation zwischen Fe(II) und SRP zum Ausdruck kommt (Anhang B-IV). Dagegen finden sich nur schwache Korrelationen zwischen NH_4 und SRP, die anzeigen, dass die Mobilisierung von SRP aus dem organischen P gering ist.

An beiden Transekten (TA und TB) bewirkt die Hauptinfiltrationsphase eine massive Mobilisierung von SRP aus dem Sediment in das Interstitialwasser, und führt zu einem Durchbruch der SRP Konzentrationen bis in das grabennahe Grundwasser (Kapitel 4.8.3).

4.7.1.2 Phosphor Mobilität bei Stagnation und Exfiltrierenden Bedingungen

Bei stagnierenden Bedingungen sind an Mk1 eine Vielzahl von Korrelationen ausgeprägt, in deren Zentrum die Parameter SO_4 , Fe(II) sowie NH_4 und Ca stehen (Abbildung 55).

Zwischen SO_4 und SRP treten negative, zwischen NH_4 und SRP positive Korrelationen auf, die den Einfluss reduzierender Bedingungen auf die Mobilisierung von SRP und $\text{NH}_4\text{-N}$ aus der organischen Substanz belegen. Betrachtet man die Zusammenhänge der Konzentrationsprofile an den einzelnen Zeitpunkten, werden die negativen Korrelationen zwischen SO_4 und SRP sowie die positiven Korrelationen zwischen NH_4 und SRP noch deutlich höher.

Auch während stagnierender Bedingungen erfolgt an Mk1 die Mobilisierung von SRP aus dem mikrobiellen Abbau der organischen Substanz, was gut mit Ergebnissen von Maassen & Balla, 2010 übereinstimmt, die eine hohe mikrobielle Aktivität in den Grabensedimenten bei anaeroben Bedingungen ermitteln.

An Mk2 widerspiegelt sich anhand der vernetzten Darstellung der Korrelationen als Flussdiagramm der dominante Einfluss des redoxsensitiven Eisen-Phosphor-Kreislaufes bei exfiltrierenden Bedingungen. Die Reduktion der Elektronenakzeptoren NO_3 und SO_4 sowie die positive Korrelation von Fe(II) zu NH_4 belegen eine mikrobiell katalysierte Reduktion von Eisen(III)(Hydr)oxid zu Fe(II), was eine direkte Freisetzung von SRP aus dem Fe-P-Pool bewirkt.

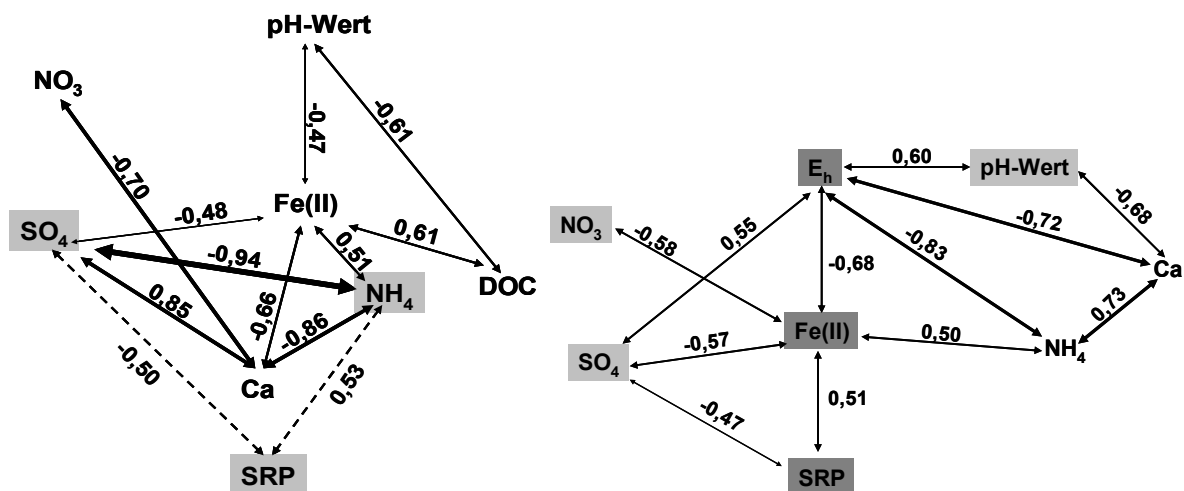


Abbildung 55: Systemdiagramm von Korrelationen der Interstitialwasserprofil Konzentrationen während der stagnierender Bedingungen Mk1 (links) und Exfiltration Mk2 (rechts).

Die Ergebnisse zur SRP Mobilität an Mk1 und Mk2 stehen in Übereinstimmung mit den P-Bindungsformen der Sedimente. An Mk1, das stärker von den organischen P Fraktionen geprägt ist und stark erhöhte S Gehalte aufweist, erfolgt eine Mobilisierung von SRP vorwiegend durch Mineralisationsprozesse (Infiltration und Exfiltration) sowie durch eine Festlegung von Fe(II) als FeS_2 in tieferen Sedimentschichten (Infiltration). An dem eindeutig eisendominierten Standort Mk2 ist die Mobilität von Phosphor bei Infiltration und bei Exfiltration deutlich an den Fe-P Kreislauf gekoppelt. Die Ergebnisse unterstreichen, dass in den Sedimenten eine hohe P-Mobilität sowohl bei anoxischen als auch bei anaeroben

Bedingungen vorherrscht, die in Abhängigkeit von der Fließrichtung zu hohen SRP Fluxen in das Grabenwasser oder in das Grundwasser führt.

Die Ergebnisse belegen aber ebenfalls eine effektive Festlegung von SRP nach der Oxidation von Fe(II) zu Eisen(III)-(Hydr)oxiden in der Sediment-Grabenwasser Übergangszone. Die Ausprägung der so entstehenden Übergangszone ist wesentlich von den Strömungsbedingungen, der Sedimentstruktur und der Intensität der hydraulischen Situation abhängig (Chambers et al., 1992; Gabriel et al., 2006). Betrachtet man die Porenwasserkonzentration bei stagnierenden und exfiltrierenden Bedingungen (Abbildung 56) zeigt sich eine Verschiebung der Redoxübergangszone bis in das Grabenwasser hinein. Diese ist an Mk2 aufgrund exfiltrierender Bedingungen stärker ausgeprägt als an Mk1 bei stagnierenden Bedingungen und wird durch erhöhte Fe(II) Konzentrationen angezeigt. Die Verschiebung der Redoxzone in das Grabenwasser bewirkt an Mk2 eine geringere Retention von SRP und führt somit zu erhöhten SRP Konzentrationen im Übergansbereich (Abbildung 56).

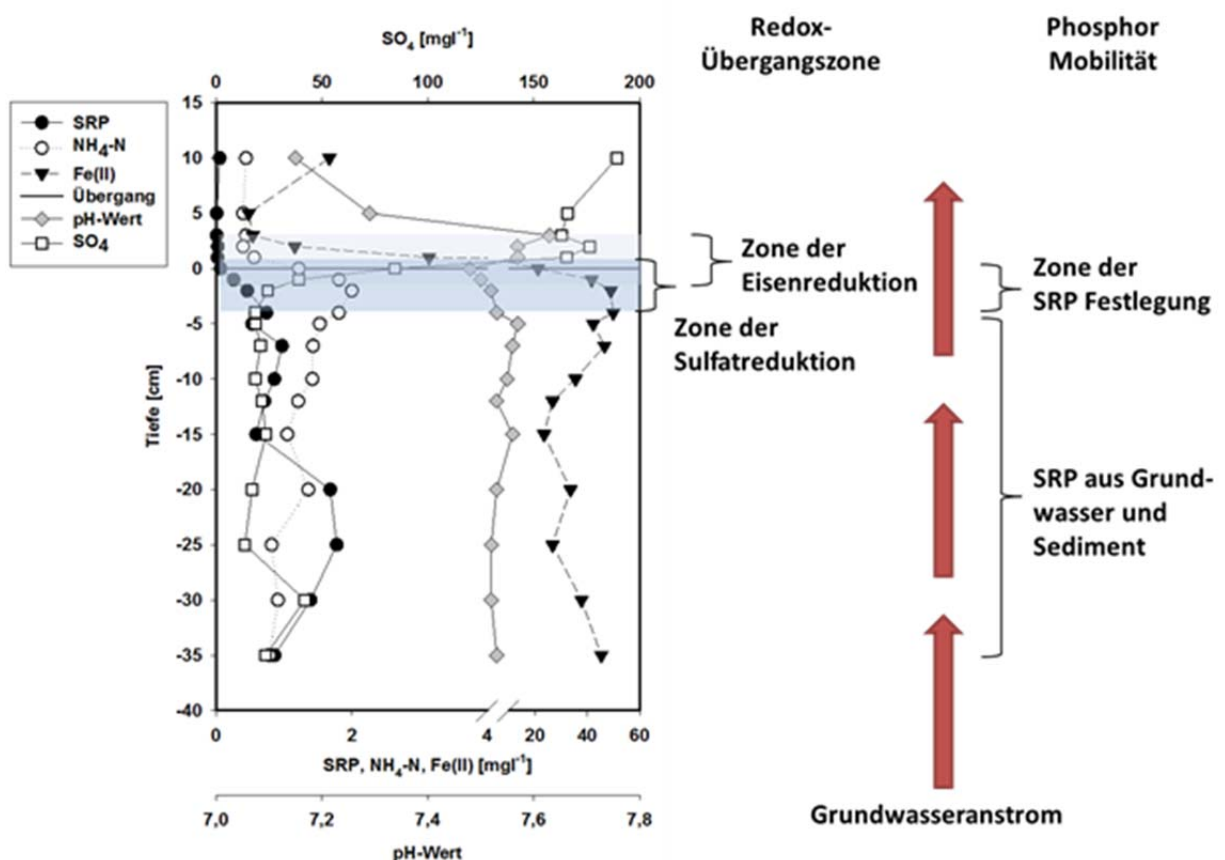


Abbildung 56: Kleinräumige Redoxzonierung sowie P-Mobilität in Tiefenprofilen des Interstitials (Mk2) während der Exfiltration.

4.8 Grundwassergüte

Die Grundwassergüte wird sowohl durch den vertikalen Sickerwassertransport als auch von einem lateralen Zustrom von Uferfiltrat beeinflusst. Demnach widerspiegelt sich im Grundwasser räumlich differenziert Stoffmobilisierungen aus den Torfböden und den Grabensedimenten.

4.8.1 Physikochemische Charakterisierung des Grundwassers

Die physikochemischen Parameter weisen an beiden Transekten eine klare Differenzierung in:

- grabennahes Grundwasser (G1, G2, G7, G9),
- grabenfernes Grundwasser (G3, G4, G5 und G8) auf.

Die Differenzierung trifft sowohl für die Höhe der Konzentrationen, als auch auf die Konzentrationsdynamik zu. Darüber hinaus unterscheiden sich die Konzentrationsverhältnisse an den Transekten. Tabelle 12: fasst die Ergebnisse der Grundwasserbeprobung zusammen. Dabei werden Mittelwerte sowie Minima und Maxima ausgewählter physikochemischer Parameter vorgestellt. Die physikochemischen Konzentrationsverhältnisse des Testfeldes sind grundsätzlich mit den Verhältnissen anderer genutzter Niedermoorstandorte zu vergleichen (Meißner et al., 1996; Balla & Quast, 2001; Springer, 2006).

Die Temperaturschwankungen und die pH Werte (7,2 auf 6,1 an TA) nehmen mit zunehmender Entfernung von den Gräben ab und belegen den abnehmenden Einfluss von infiltrierendem Grabenwasser bzw. einen verstärkten Sickerwassereinfluss und den Eintrag von organischen Säuren. An TB finden sich pH-Werte nahe dem neutralen Bereich. Die Sauerstoffkonzentrationen an TA sind gering ($0,21 \text{ mg l}^{-1}$ (G2) und $0,46 \text{ mg l}^{-1}$ (G7)) und repräsentieren Konzentrationsbereiche „reduzierter“ Grundwässer (Gerb, 1953), die mit anmoorigen oder torfartigen Böden im Austausch stehen (Mattheß, 1994). Die O_2 Konzentrationen an TB zeigen leicht erhöhte Mittel- und Maximalwerte. Die geringsten E_h Werte werden in den grabennahen GWM (-138 mV (G1, TA) und -109 in (G7, TB)) ermittelt und weisen eine starke Abhängigkeit von den vorherrschenden hydraulischen Bedingungen auf. In den grabenfernen GWM zeigen sich leicht erhöhte Redoxpotenziale. Derselbe Trend zeigt sich bei der Leitfähigkeit, die mit zunehmender Entfernung von den Gräben zunimmt und an TA deutlich höher ausfällt als an TB.

Tabelle 12: Ausgewählte physikochemische Parameter der Grundwassermessstellen an TA und TB (MW, MIN und MAX, (vom 25.09.2000 bis 14.08.2002).

GW	T	LF	pH	E _h	O ₂	Cl ⁻	NO ₃	NH ₄	SO ₄	Fe(II)	DOC	SRP
ΔS [m]	[° C]	[μS cm ⁻¹]		[mV]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]
Grundwasser Transekt A												
G1	10,3	793	7,2	-138	0,27	55,80	2,17	1,81	114,92	4,55	13,76	1,039
(2)	6,6 16,7	474 938	7,0 7,4	-270 -46	0,0 0,8	71,9 61,1	0,1 2,6	0,8 2,5	30,9 208,9	2,6 6,2	8,9 19,5	<B.G. 6,576
G2*	9,4	803	6,9	-115	0,21	59,07	2,04	2,31	205,35	8,00	13,13	0,004
(7)	6,8 16,7	543 985	6,7 7,1	-266 -58	0,1 0,3	56,9 61,6	0,0 2,3	0,8 2,7	96,9 224,8	6,3 12,7	11,2 15,4	<B.G. 0,013
G3	9,35	929	6,2	-80	0,26	74,43	2,20	1,34	126,09	16,68	101,12	0,240
(25)	6,6 13,0	415 1489	6,1 6,3	-246 -3	0,0 0,8	41,7 108,0	0,1 2,7	0,7 2,5	22,9 373,9	6,4 25,1	60,2 119,8	0,047 0,664
G4	9,34	1060	6,1	-45	0,32	80,84	1,89	1,74	207,69	17,07	94,3	0,129
(160)	6,4 12,9	780 1327	5,9 6,5	-244 159	0,0 0,8	53,6 102,8	0,0 3,3	1,1 2,4	84,4 359,1	7,8 30,9	27,4 161,6	0,001 0,428
G5	9,33	794	6,5	-53	0,36	70,59	2,25	1,29	486,24	12,95	29,41	0,122
(15)	6,1 14,8	554 1027	6,2 6,6	-249 136	0, 1,2	31,1 103,5	2,2 2,8	0,1 1,6	71,4 280,7	6,0 16,5	11,9 61,6	0,002 0,405
GW	T	LF	pH	E _h	O ₂	Cl ⁻	NO ₃	NH ₄	SO ₄	Fe(II)	DOC	SRP
ΔS [m]	[° C]	[μS cm ⁻¹]		[mV]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]	[mg l ⁻¹]
Grundwasser Transekt B												
G7	11,0	815	7,1	-109	0,46	93,13	2,14	1,02	62,07	7,16	9,09	0,102
(2)	8,4 15,2	470 943	6,5 7,3	-204 49	0,0 2,9	56,4 116,1	0,1 2,4	0,1 1,6	26,3 217,4	4,0 8,6	6,3 12,7	<B.G. 0,228
G8	9,8	871	7,0	-101	0,37	115,34	2,16	1,15	97,08	9,86	9,7	0,124
(12)	6,7 13,7	407 1101	6,7 7,2	-202 23	0,0 1,5	87,6 146,5	0,1 2,9	0,2 2,1	76,1 138,2	0,7 13,5	5,9 23,6	<B.G. 0,664
G9**	10,5	686	6,8	-72	1,26	64,14	2,59	1,75	51,93	15,64	11,50	0,283
(2)	8,2 14,6	594 755	6,4 7,0	-162 98	0,1 1,9	56,2 73,9	2,2 4,3	1,3 2,1	32,5 96,9	13,7 21,4	9,8 14,5	0,238 0,303

*Messungen bis 29.05.01; ** Messungen ab 21.08.01

NO_3 unterliegt bei der geringmächtigen ungesättigten Zone einer intensiven Denitrifikation (Oenema et al., 2005) und weist geringe Konzentrationen von $2,0 \text{ mg l}^{-1}$ auf. Die NH_4 Grundwasser Konzentrationen erreichen dagegen hohe mittlere Konzentrationen zwischen $1,0 \text{ mg l}^{-1}$ bis $2,3 \text{ mg l}^{-1}$. Im Mittel sind die an TB ermittelten NH_4 Konzentrationen etwas niedriger als die Konzentrationen an TA.

Die Chlorid-, Fe(II) -, SO_4 - und DOC- Konzentrationen zeigen eine deutliche Zunahme der mittleren Konzentrationen im grabenfernen Grundwasser. Zudem steigt die Konzentrationsdynamik in Abhängigkeit der hydrologischen Situation deutlich an:

- DOC weist im grabenfernen Grundwasser maximale Werte von $161,6 \text{ mg l}^{-1}$ (G4) auf und nimmt in den Sommermonaten 2001 auf $27,4 \text{ mg l}^{-1}$ ab; an TB liegen die Konzentrationsschwankungen zwischen $5,9 \text{ mg l}^{-1}$ und $23,6 \text{ mg l}^{-1}$ (G8); im grabennahen Grundwasser liegen die Konzentrationen zwischen $6,3 \text{ mg l}^{-1}$ und $19,5 \text{ mg l}^{-1}$,
- Cl steigt an TA von $55,8 \text{ mg l}^{-1}$ (G1) auf bis zu $80,8 \text{ mg l}^{-1}$ (G4) an; die höchsten Chlorid Konzentrationen werden an TB in G7 und G8 (Minima von $87,6 \text{ mg l}^{-1}$ und Maxima von $146,5 \text{ mg l}^{-1}$) ermittelt und stimmen gut mit Cl Grundwasser Konzentrationen des Oberen Rhinluchs überein (Balla & Quast, 2001),
- Fe(II) Konzentrationen an TA nehmen zur Flächenmitte hin zu ($4,5 \text{ mg l}^{-1}$, G1 auf $17,1$, G4), starke Schwankungen in G4 verdeutlichen den Einfluss der hydrologischen Bedingungen auf die Fe-Mobilität in den Böden sowie die ausgeprägte vertikale Stoffverlagerung; an TB werden in G8 deutlich geringere Fe(II) Konzentrationen ermittelt; im grabennahen Grundwasser finden sich im Vergleich zu TA deutlich erhöhte Fe(II) Konzentrationen, die auf exfiltrierendes Grundwasser hinweisen,
- SO_4 weist im grabenfernen Grundwasser von TA eine signifikante Saisonalität auf ($22,9 \text{ mg l}^{-1}$ bis $373,9 \text{ mg l}^{-1}$, in G3), an TB (G8) finden sich deutlich geringere Schwankungen zwischen $76,1 \text{ mg l}^{-1}$ und $138,2 \text{ mg l}^{-1}$, was auf stabilere hydrologische Verhältnisse ohne Überstau zurückzuführen ist; im grabennahen Grundwasser kommt es an TA und TB ebenfalls zu sehr hohen Schwankungen, mit maximalen Konzentrationen von $>200 \text{ mg l}^{-1}$ (Durchbruch von Grabenwasser) und minimalen Konzentrationen um $30,0 \text{ mg l}^{-1}$ (stagnierende und exfiltrierende Bedingungen). Ein starker Anstieg der SO_4^{2-} Konzentration im Grundwasser von Mooren nach Trockenphasen wird von Adamson et al., 2001 beschrieben. Bei Trockenfallen kommt es in den oberen Bodenhorizonten zur Oxidation von H_2S zu dissoziierter Schwefelsäure, was ein Anstieg der Sulfat Ionen in der

Bodenlösung bewirkt (Adamson et al., 2001, Reiche et al., 2009) (Kapitel 4.5). Zudem kann eine Mobilisierung von SO_4^{2-} durch die Oxidation von Eisensulfiden (Pyritoxidation) erfolgen (Gelbrecht et al., 2003). Die vertikale Verlagerung der stark erhöhten Sickerwasserkonzentrationen durch Auswaschung führt zu erhöhten Konzentrationen im oberflächennahen Grundwasser (Koppisch, 2001).

- SRP ist an TA zunächst ebenfalls durch stark erhöhte Konzentrationen in den grabenfernen GWM charakterisiert mit mittlere Konzentrationen zwischen $0,12 \text{ mg l}^{-1}$ (G5, G8) und $0,24 \text{ mg l}^{-1}$ (G3); im grabenfernen Grundwasser von TB (G8) kommt es bei Konzentrationen von nahe 0 mg l^{-1} vor Juli 2001 zu einem signifikanten Anstieg auf $0,26 \text{ mg l}^{-1}$, der sich bis zum Ende der Untersuchungen nur geringfügig ändert. In den grabennahen Grundwassermessstellen (G1 und G7) kommt es zwischen Mai 2001 und Juli 2001 ebenfalls zu einem signifikanten Anstieg der SRP Konzentrationen von $0,009 \text{ mg l}^{-1}$ auf $1,26 \text{ mg l}^{-1}$ (G1) bei einem Anstieg auf $0,2 \text{ mg l}^{-1}$ an G7. Der Durchbruch signifikant erhöhter SRP Konzentrationen in das grabennahe Grundwasser erfolgt während der Hauptinfiltrationsphase von 2001. Neben dem erhöhten Transport von Grabenwasser in das grabennahe Grundwasser zeichnet sich diese Periode durch SRP Interstitialwasser Konzentrationsprofile aus, die mit der Tiefe stark zunehmen (Kapitel 4.7).

4.8.2 Klassifizierung der Grundwassergüte anhand der Clusteranalyse

Anhand der Beschreibung ausgewählter physikochemischer Konzentrationen und ihrer Dynamik konnte eine erste grobe Klassifizierung des Grundwassers auf dem Testfeld vorgenommen werden. Die Clusteranalyse wird genutzt, um die Gruppierung statistisch abzusichern und zeitlich weiter aufzulösen. Dazu wird zunächst der Parametersatz DOC, Cl und SO_4 genutzt und in einem weiteren Schritt durch Fe(II) und SRP erweitert. Anhand der Clusteranalyse lassen sich drei Hauptgruppen ausweisen (Abbildung 57).

Gruppe 1 wird von der grabennahen Messstelle G1 und zeitlich differenziert von der Messstelle G5 und G7 gebildet. G7 (TB) wird nur während infiltrierender Phasen zu Gruppe 1 gezählt. Die Zugehörigkeit von G5 zu Gruppe G1 ist nur bis zum Februar 2002 ausgewiesen. Gruppe 1 fasst generell die GWM zusammen, die von infiltrierendem Grabenwasser dominiert werden.

Gruppe 2 wird von den Grundwassermessstellen G3 und G4 gebildet. Die in G5 entnommenen Proben sind ab Februar 2002 ebenfalls zu dieser Gruppe zu zählen. Gruppe 2 charakterisiert das grabenferne Grundwasser an TA, dessen Konzentrationen durch die hohe saisonale Stoffmobilität der Torfböden bei einem Wechsel von Überstau und Trockenfallen geprägt werden.

Gruppe 3 wird durch die Messstellen G7 und G8 gebildet. Sie repräsentiert die vornehmlich durch Exfiltration gekennzeichnete Grundwassergruppe an TB, die bei stabilen hydrologischen Bedingungen (ohne Überstau) einer deutlich geringeren Stoffdynamik durch Mobilisierungs- und Verlagerungsprozesse unterliegt als die Grundwassergruppe 2.

Die Ergebnisse der Clusteranalyse bestätigen die aus der Interpretation von Konzentrationsverläufen abgeleiteten Tendenzen verschiedener Grundwasserklassen weitgehend und löst diese zeitlich und funktionell weiter auf. Es zeigt sich eine Zuordnung der als Übergangstyp ausgewiesenen Messstelle G5 zur grabennahen Grundwassergruppe 1 während trockener, von Infiltration geprägter Zeiträume bei niedrigen Grabenwasserständen. Im nassen Jahr 2002, das durch verschiedene Starkregenereignisse mit intensiven aber kurzfristigen Versickerungsereignissen sowie durch eine erhöhte Überstaudauer geprägt ist, wird G5 dem grabenfernen Grundwasser (Gruppe 2) zugeordnet. Der Einfluss durch Uferfiltration nimmt in diesem Jahr deutlich ab.

Die GWM G7 und G8 bilden eine eigenständige Gruppe (Gruppe 3), bei der sich die Grundwasserkonzentrationen der ausgewählten Parameter deutlich von denen an TA unterscheiden. Die Ähnlichkeit der beiden Messstellen ist durch den fast permanenten Anstrom von Grundwasser in den Graben gewährleistet. Der Einfluss eines Fließrichtungswechsels während der Hauptinfiltrationsphase führt zu keiner deutlichen Beeinflussung von G8. Dagegen fällt G7 in Phasen intensiver Infiltration unter Gruppe 1 und wird demnach temporär deutlich von infiltrierendem Grabenwasser dominiert. Erweitert man den Datensatz um die Parameter SRP und Fe(II), die eine sehr hohe Dynamik im grabennahen Grundwasser aufweisen, kommt es zu keiner Änderung der grundsätzlichen Gruppierung. Die Erweiterung der Parameter führt jedoch zu einer stärkeren Überschneidung der GWM in den Gruppen und einer geringeren Übereinstimmung (höhere Distanzen) innerhalb der Cluster. G5 wird auch im Jahr 2001 vereinzelt der Gruppe 2 zugeordnet, da sich die Konzentrationsentwicklung in G3, G4 und G5 für SRP und Fe(II) stärker ähneln als für Cl^- , SO_4^{2-} und DOC. Des Weiteren wird G8 im Falle einer Parametererweiterung während der

Hauptinfiltrationsphase dem Grundwassertyp 1 zugeordnet, was durch die identische SRP Konzentrationsentwicklung mit einem deutlichen Anstieg in G1, G7 und G8 verursacht wird.

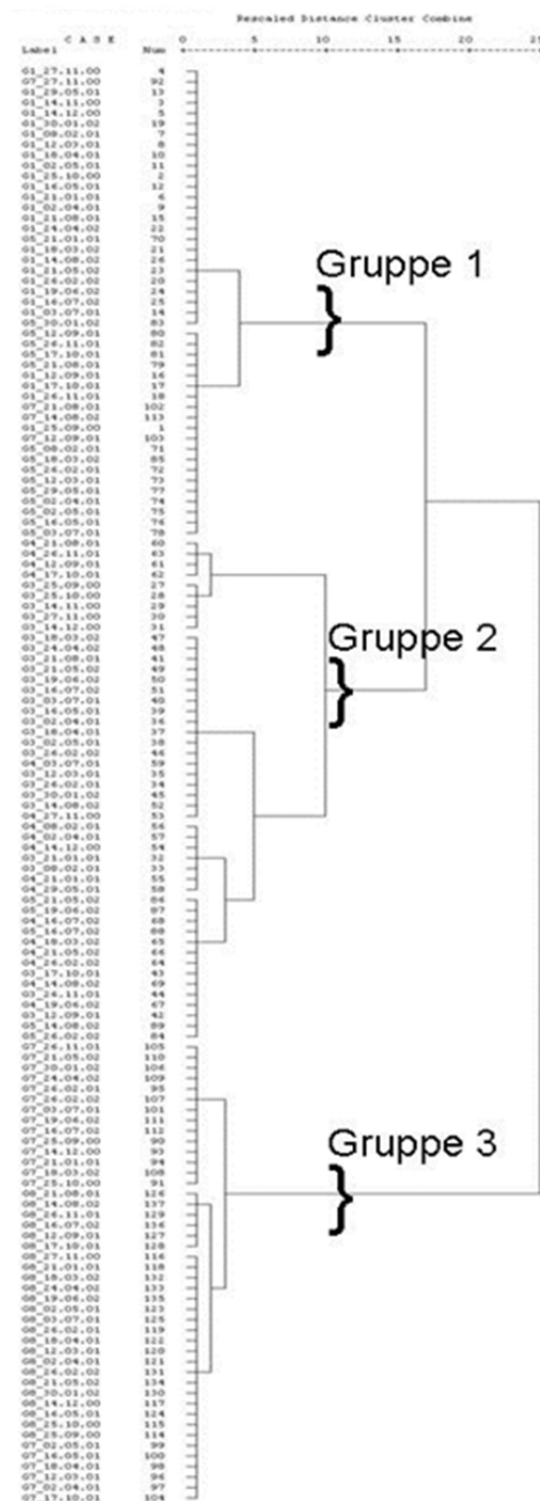


Abbildung 57: Clusteranalyse auf Grundlage der DOC, Cl und SO₄ Konzentrationen in G1, G3, G4, G5, G7 und G8.

4.8.3 Einfluss der hydrologischen und geohydraulischen Bedingungen auf das Grundwasser

Die Unterteilung von Grundwassergruppen mittels Clusteranalyse widerspiegelt den dominanten Einfluss der hydrologischen und geohydraulischen Bedingungen auf die Stoffdynamik des Grundwassers und führt zu einer klaren Unterscheidung der Grundwassergüte an TA und TB. Um die Unterschiede der SRP Dynamik darzustellen, werden die Konzentrationsverläufe des grabennahen Grundwassers (G1 und G7) sowie die des grabenfernen Grundwassers (G3, G4 und G8) jeweils miteinander verglichen.

4.8.3.1 SRP Konzentrationsentwicklung im grabennahen Grundwasser

Die Stoffkonzentrationen in G1 resultieren maßgeblich aus den Stoffumsatzprozessen der Grabensedimente und den vorherrschenden Transporteigenschaften. G7 wird verstärkt von exfiltrierendem Grundwasser dominiert. In der Periode der Hauptinfiltrationsphase im Sommer 2001 bilden die Grabensedimente dagegen die Stoffquelle für beide GWM (Abbildung 58).

Mit Ausnahme der Cl und der Fe(II) Konzentrationen sind die Konzentrationen an G1 deutlich erhöht. Die erhöhten DOC und SRP Konzentrationen lassen sich auf erhöhte Stoffmobilisierungen aus den Grabensedimenten erklären, die in den Interstitialwasserprofilen der Grabenbasis an Mk1 abgebildet werden (Kapitel 4.7.1.1).

Die deutlich erhöhten SO_4 Konzentrationen von häufig $>100 \text{ mg l}^{-1}$ werden dagegen in den Interstitialwasserprofilen nur während der Hauptinfiltrationsphase ausgewiesen und unterliegen sonst einer deutlichen Reduktion. Die erhöhten SO_4 Konzentrationen in G1, die auch bei mäßigen Infiltrationsbedingungen auftreten, sprechen für einen verstärkten Durchsatz von Grabenwasser durch die Grabenseiten. Hier sind die Sedimente durch geringe Sedimentmächtigkeiten geprägt, was einen schnelleren Durchsatz und eine unvollständige Reduktion von SO_4 bewirkt.

Die hohen Cl und Fe(II) Konzentrationen an G7 widerspiegeln die erhöhte Mobilisierung dieser Stoffe aus dem Porenwasser der Torfböden und den Weitertransport in Richtung Graben. Die hohen Cl Konzentrationen sind Ausdruck der anhaltenden Nutzung des hinteren Testfeldbereiches.

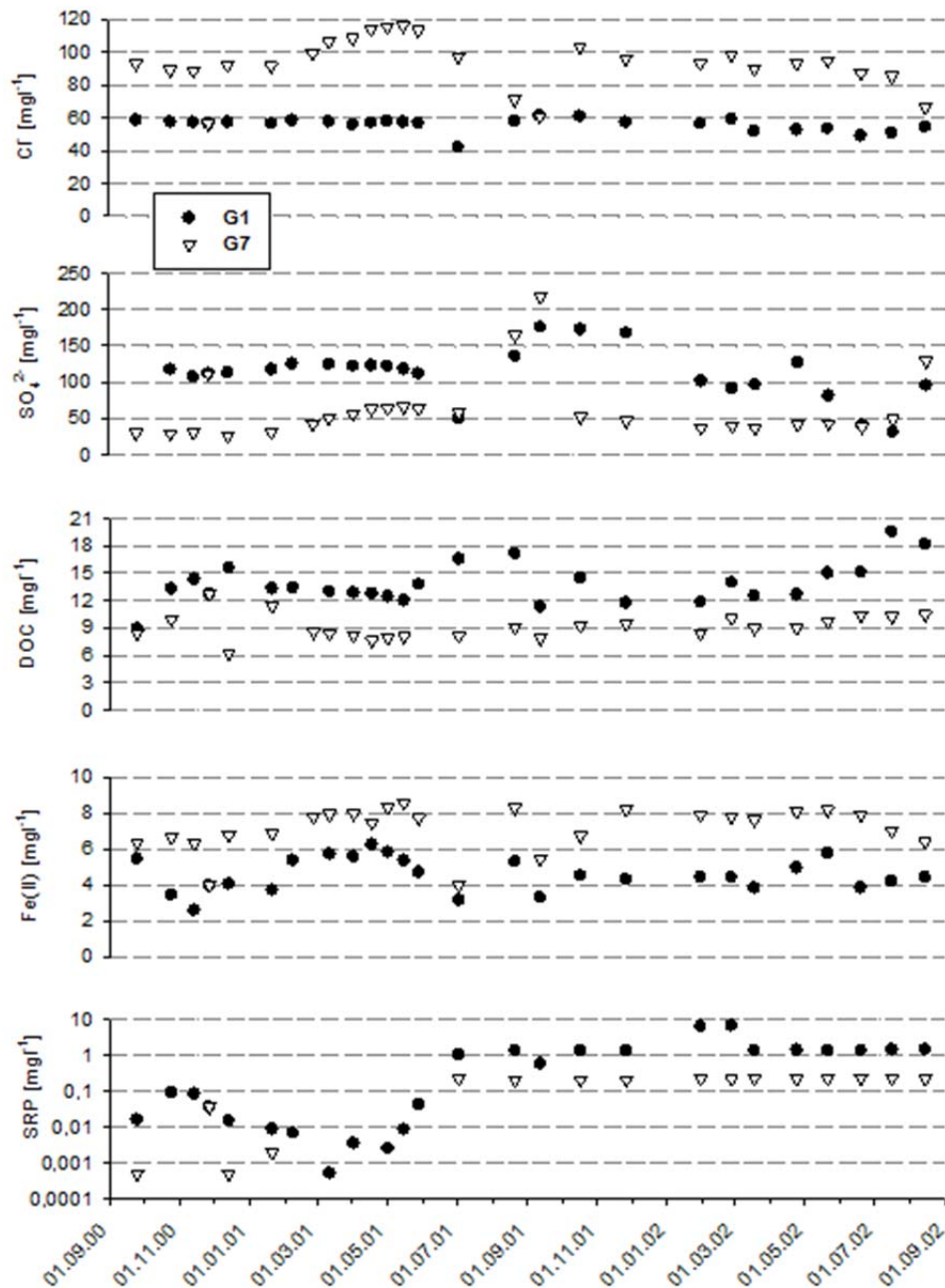


Abbildung 58: Konzentrationsentwicklung ausgewählter in den grabennahen GWM G1 (TA) und G7 (TB), (25.09.2000 bis 14.08.2002).

In Phasen der Stagnation bei Überstau (TA) und anhaltender Exfiltration bei hohen Grundwasserständen (TB) weisen die Cl und SO₄ Konzentrationsverläufe nahezu konstante Werte auf. Die DOC, Fe(II) und SRP Konzentrationsverläufe zeigen dagegen eine deutliche Dynamik. Die DOC und SRP Konzentrationen sinken an TA bei Stagnation kontinuierlich ab, nachdem sie bis November 2000 bei anhaltender Infiltration kontinuierlich zugenommen haben. Die Fe(II) Konzentrationen verhalten sich gegenläufig zu den SRP und DOC Konzentrationen. Die Konzentrationsdynamik widerspiegelt die Überschneidung horizontaler

und vertikaler Transportprozesse in der Uferzone von Mk1. Infiltrierende Bedingungen führen zu einem DOC und SRP Transport aus den Sedimenten in das grabennahe Grundwasser von TA bei abnehmenden Fe(II) Konzentrationen. Überstaubedingungen bewirken einen Sickerwassereinfluss, der zu erhöhten Fe(II) Konzentrationen führt, aber die DOC und SRP Konzentrationen sinken lässt.

An G7 verdeutlichen langsam steigende Fe(II) Konzentrationen und abnehmende DOC Konzentrationen einen verstärkten Transport von grabenfermem Grundwasser durch zunehmende Exfiltration. Diese hält vor, bis sich mit der Ausbildung der Hauptinfiltrationsphase erneut eine starke Konzentrationsdynamik einstellt.

Die Konzentrationsentwicklung der Hauptinfiltrationsphase belegt für G1 und G7 einen Durchbruch von infiltrierendem Grabenwasser, was zu einer permanenten Abnahme der Cl Konzentrationen in G7 auf Grabenwasserkonzentrationen führt und durch starke Anstiege der SO_4 , DOC (G1) und SRP Konzentrationen in G1 und G7 verdeutlicht wird. Die Fe(II) Konzentrationen sinken dagegen bei infiltrierendem Grabenwasser erneut deutlich ab (G1, G7). Während die Entwicklung der SRP, DOC und SO_4 Konzentrationen durch die Interstitialwasserprofile dieser Phase gut erklärt wird, kommt es für Fe(II) beim Transport zwischen Sediment und grabennahem Grundwasser zu einer verstärkten Festlegung. Die Bildung von Mineralphasen unter anaeroben Bedingungen ist hier wahrscheinlich. Der fast identische steile Anstieg der SO_4^{2-} Konzentrationen in beiden GWM von $50 \text{ mg l}^{-1} \text{ SO}_4$ auf etwa 200 mg l^{-1} zeigt, dass die durch eine erhöhte Infiltration anwachsende SO_4 Fracht, die bei erhöhten Durchsatzgeschwindigkeiten geringen Verweilzeiten unterliegt, nur teilweise in den Grabensedimenten reduziert werden kann. Der permanente Zustrom von Grabenwasser mit hohen SO_4 Konzentrationen und hohen Temperaturen bewirkt eine stark erhöhte mikrobielle Aktivität, die bei sinkenden Redoxpotentialen von -246 mV (G1) zu einer verstärkten Mineralisation und Hydrolyse der organischen Substanz und einer forcierten Rücklösung aus der redoxsensitiven BD-SRP Fraktion (G7) führt (Kapitel 4.7.1.1). Die hohe Mobilisierung von SRP widerspiegelt sich in den deutlich steigenden SRP Konzentrationen an G1 und G7. Während die SRP Konzentrationen in G1 zwischen März und Juli von $0,009 \text{ mg l}^{-1}$ auf $1,26 \text{ mg l}^{-1}$ ansteigen, vollzieht sich an G7 ein Konzentrationsanstieg auf $0,26 \text{ mg l}^{-1}$. Die Interstitialwasseruntersuchungen der Hauptinfiltrationsphase weist für Mk2 dagegen eine höhere SRP Mobilisierung auf als für Mk1. Demnach müssen Festlegungsprozesse auf der Passage zwischen Sediment und dem grabennahen Grundwasser zu den geringen Konzentrationen führen. Berechnungen der Sättigungsindizes (SI) mittels *PHREEQC* deuten

darauf hin, dass eine Bildung einer Vielzahl von Eisenmineralen unter thermodynamischen Gesichtspunkten möglich ist. Auch eine Bildung von Vivianit ist anzunehmen, die zu einer effektiven Festlegung von Phosphor und Fe(II) führen könnte.

4.8.3.2 SRP Konzentrationsentwicklung im grabenfernen Grundwasser

Das grabenferne Grundwasser unterliegt einem direkten Einfluss der Stoffumsatzprozesse in den Torfböden und einem vertikalen Transport durch Sickerwasser. Die Darstellung von G3, G4 und G8 bietet die Möglichkeit, die Auswirkungen dieser Prozesse im oberflächennahen Grundwasser bei temporären Überstaubedingungen und bei extensiv genutzten Fläche mit hohen Grundwasserständen zu vergleichen.

Mit Ausnahme der Cl Konzentrationen, die aus den oben beschriebenen Gründen an TB deutlich erhöht sind, zeigen die SO₄, DOC, Fe(II) und SRP Konzentrationen an TA in der Regel deutlich erhöhte Konzentrationen. Daneben ist die extreme Dynamik der Konzentrationsverläufe an TA gegenüber gemäßigten Konzentrationsschwankungen an TB auffällig (Abbildung 59).

Bei einem Wechsel aus Überstau und Trockenfallen bildet sich an TA eine ausgeprägte Dynamik der Stoffkonzentrationen im Porenwasser der Böden aus (Kapitel 4.5.1.1), die bei hohen Sickerwasserraten einem schnellen Transport in das oberflächennahe Grundwasser unterliegen. Dem Trockenfallen der Fläche, das durch abnehmende Stoffkonzentrationen bei geringen Sickerwasserraten geprägt ist, folgt eine hohe Stoffauswaschung nach Wiedereinstau, was zu deutlich steigenden Konzentrationen im Grundwasser führt. Die Ausprägung der Stoffmobilisierung ist abhängig von der vorangegangenen Belüftungsdauer und Belüftungstiefe der Niedermoorböden und führt zu unterschiedlich stark ausgeprägten Konzentrationsanstiegen, was durch Porenwasseruntersuchungen der Torfe bestätigt wird.

Eine effektive vertikale Verlagerung der SRP Porenwasserkonzentrationen findet nur über einen begrenzten Zeitraum von drei bis vier Monaten statt, danach bleiben die Konzentrationen konstant. Bei Trockenfallen der Fläche und Oxidation der Böden sinken die Konzentrationen erneut ab, was auf eine geringe Mobilisierung bei geringen Sickerwassermengen zurückzuführen ist. Starke Niederschläge bewirken kurzfristige Konzentrationsanstiege im Grundwasser durch Auswaschung von SRP.

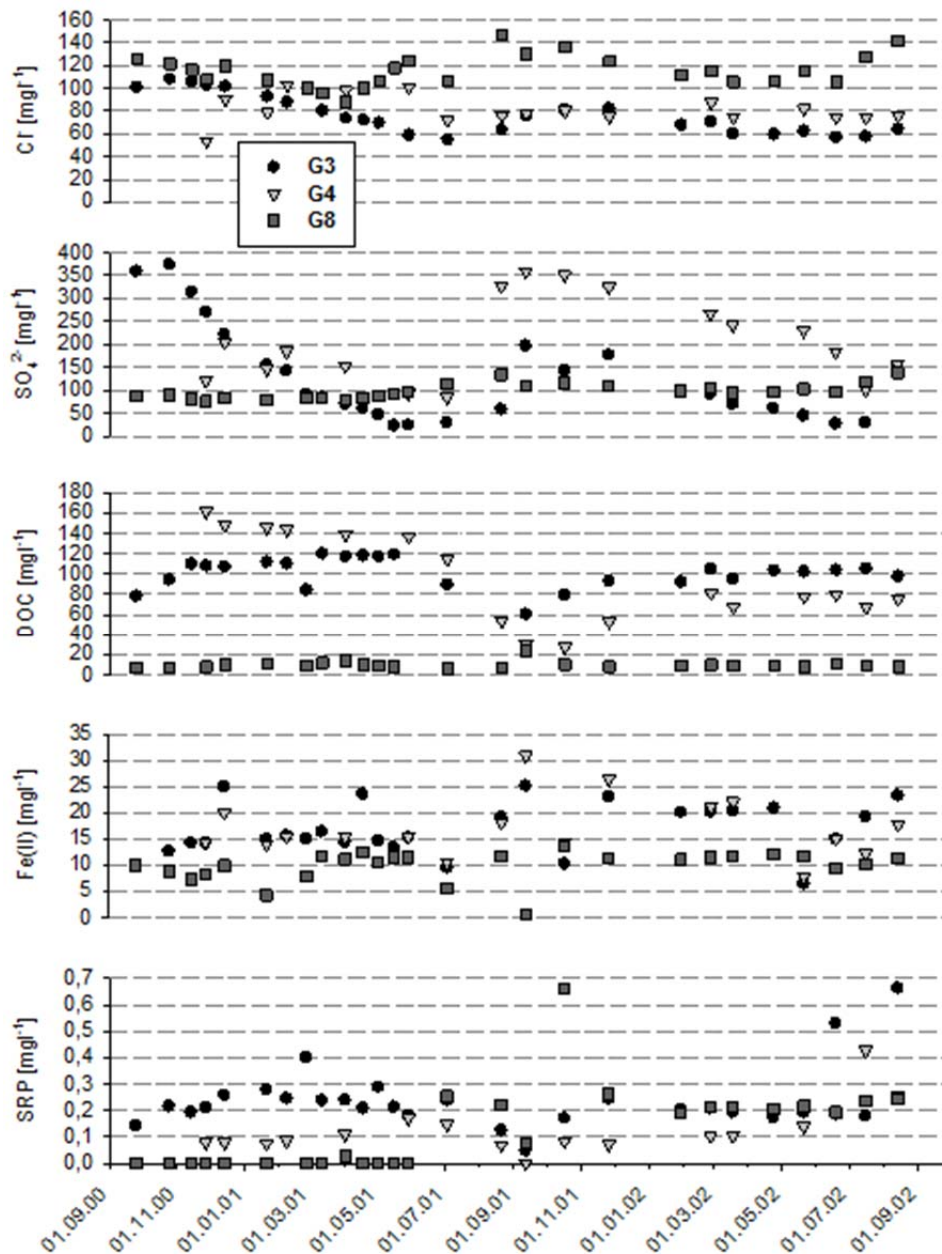


Abbildung 59: Konzentrationsentwicklung ausgewählter Parameter in den grabenfernen GWM G3, G4 (TA) und G8 (TB), (25.09.2000 bis 14.08.2002).

In G8 bildet sich ebenfalls eine eindeutige Cl und SO₄ Konzentrationsdynamik aus, die durch zunehmende Konzentrationen zwischen Frühling und Sommer und abnehmende Konzentrationen von Herbst bis Winterende gekennzeichnet sind. Bei niedrigen Grundwasserständen und erhöhter Evapotranspiration liegt eine Aufkonzentration des Porenwassers als Ursache für die sommerlichen Konzentrationsanstiege nahe. Für die DOC, Fe(II) und SRP Konzentrationen kann keine Saisonalität nachgewiesen werden. Hier bilden sich ab dem 03.07.01 deutliche Konzentrationsunterschiede (Ausnahme SO₄) für alle beschriebenen Parameter aus. An G8 kommt es zu einer Beeinflussung der Konzentrationen

durch infiltrierendes Grabenwasser, was einen signifikanten Anstieg der SRP Konzentrationen auf $0,26 \text{ mg l}^{-1}$ bewirkt. Im niederschlagsreichen August sinken die SRP Konzentrationen kurzzeitig auf $0,08 \text{ mg l}^{-1}$ ab, was eine erneute Fließrichtungsumkehr belegt, um sich dann nach einer einmaligen Mobilisierung von $0,66 \text{ mg l}^{-1}$ nach dem extrem niederschlagsreichen September auf Konzentrationen um $0,2 \text{ mg l}^{-1}$ einzustellen. Ab November 2001 werden in allen Messstellen von TB sehr konstante SRP Konzentrationen zwischen $0,2$ und $0,3 \text{ mg l}^{-1}$ ermittelt.

Die SRP Konzentrationen im Grundwasser der Transekten TA und TB weisen eine deutliche Abhängigkeit von den hydrologischen (grabenfern) und geohydraulischen (grabennah) Bedingungen auf. Der Wechsel von Überstau und Trockenfallen an TA bewirkt eine auffällige Mobilisierung von Stoffen, darunter auch SRP aus dem Torfboden und einen verstärkten Transport in das oberflächennahe Grundwasser durch hohe Sickerwasserraten. Die durch Grundwasserstände um 30 cm unter Flur gekennzeichnete, genutzte Fläche (TB) weist dagegen nur eine vergleichsweise geringe Dynamik der Grundwasser Konzentrationen auf. Hohe Niederschlagsmengen von 99,9 mm im Monat September führen zu einer nachhaltigen Mobilisierung von SRP in das Grundwasser, die den Konzentrationen der periodisch überstauten Fläche entsprechen. Da die genutzten Flächen durch exfiltrierende Bedingungen gekennzeichnet und somit abflusswirksam sind, stellen sich ab September 2001 in den Poldergräben erhöhte SRP Konzentrationen ein (Kapitel 4.3.1), was auf eine großflächige Mobilisierung von SRP in das Grundwasser auch in den übrigen Poldergebieten hinweist.

Der Stofftransport zwischen den Torfböden und dem oberflächennahen Grundwasser wird in Kapitel 4.9.2 durch die Verwendung des Stofftransportmoduls MT3D detailliert diskutiert.

4.9 Modellierung des Stofftransportes

Im folgenden Kapitel wird der Stofftransport zwischen Grabenwasser und Grundwasser sowie zwischen dem Überstauwasser und Grundwasser unter Berücksichtigung unterschiedlicher geohydraulischer Phasen modelliert. Die Kalibrierung des vertikalen und des horizontalen Stofftransportes wird anhand von Cl^- Konzentrationsverläufen durchgeführt. Danach konnten die Modelle zur Ausweisung

- der hyporheischen Zone im Falle der Uferfiltration (TA und TB),

- der bei Exfiltration abflusswirksamen Zonen und Aufenthaltszeiten (TB),
- des bei Überstau relevanten vertikalen SRP Transportes (TA)

genutzt werden.

4.9.1 Kalibrierung des Stofftransportmodells MT3D

Kalibrierung des vertikalen Stofftransportmodells (MOD1)

Im Falle der Versickerung zeigen sowohl die für eine Kalibrierung des Stofftransportes verwendeten Cl^- Konzentrationen als auch die SRP Konzentrationen in G3 über einen Zeitraum von etwa 250 Tagen eine näherungsweise lineare Abnahme (Abbildung 60), die durch Mischung mit Sickerwasser zustande kommt. Unter Annahme konstanter Sickerwasserraten bei Überstau kann auf eine annähernd konstante Sickerwasserkonzentration für Cl^- und SRP gefolgert werden.

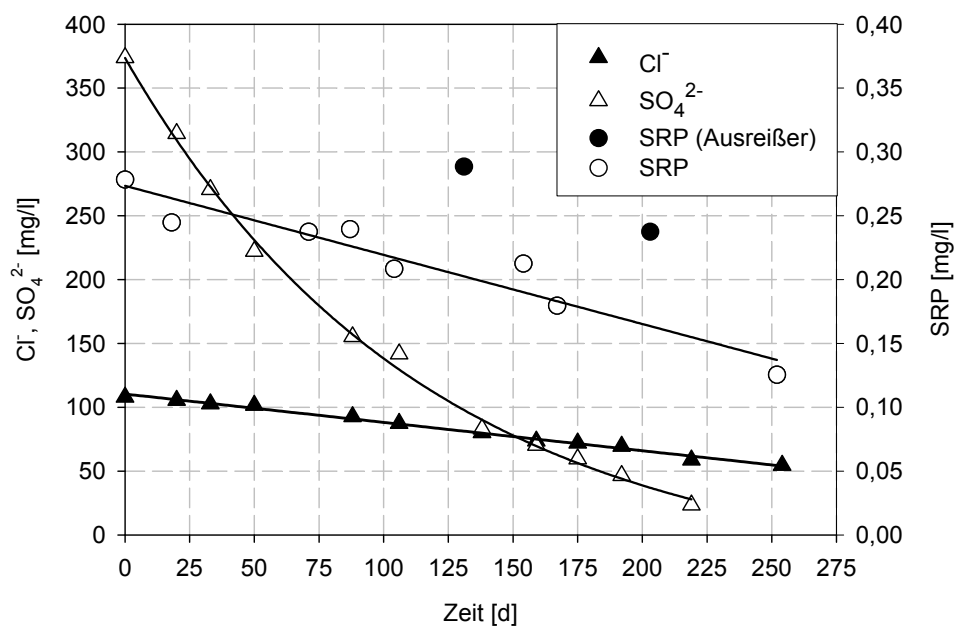


Abbildung 60: Konzentrationsentwicklung von Cl^- , SRP und SO_4^{2-} in der GWM G3 zwischen 25.10.2000 und 03.07.2001.

Durch Berechnungen mittlerer Mischungsanteile im oberflächennahen Grundwasser bei mittleren Sickerwasserkonzentrationen für Cl^- von $55,0 \text{ mg l}^{-1}$, die den Überstauwasserkonzentrationen entsprechen, wurde für eine ausgewählte Phase der Versickerung (14.12.00-02.04.01) in G3 ein mittlerer täglicher Mischungsanteil von Sickerwasser im oberflächennahen Grundwasser von $0,55\% \text{ d}^{-1}$ berechnet.

Auf Grundlage der Modellergebnisse aus MODFLOW (advektiver Transport) kann in MOD1 unter Anwendung von MT3D keine Übereinstimmung zwischen den berechneten Mischungsanteilen und den modellierten Mischungsanteilen in G3 erzielt werden. Während einer Überstauphase von 70 Tagen wird in MT3D eine vertikale Verlagerung der Stofffront um 0,3 m erzielt, was einer mittleren vertikalen Fließgeschwindigkeit von $0,5 \text{ cm d}^{-1}$ entspricht. Die aus den Konzentrationsabnahmen von Chlorid in G3 berechneten Transportgeschwindigkeiten sind jedoch um den Faktor 3-4 größer. Über Abschätzungen aus dem Darcy Ansatz (Formel 12) und in verschiedenen Tiefen gemessene Druckhöhen und der Wasserspiegellage lassen sich für Perioden mit Überstau ebenfalls mittlere Sickerwassergeschwindigkeiten von $1,5 \text{ cm d}^{-1}$ bis $2,0 \text{ cm d}^{-1}$ ableiten.

Die Unterschätzung des advektiven Transportes in MOD1 kann durch die Parametrisierung der longitudinalen Dispersion in MT3D kompensiert werden. Somit kann der Einfluss des Sickerwassertransportes auf die Grundwassergüte abgeschätzt werden.

Gute Übereinstimmungen zwischen berechneten und modellierten Konzentrationsverläufen bzw. Mischungsverhältnissen in G3 werden bei einer longitudinalen Dispersion von 2,5 m und einem vertikal-transversalen Dispersionsfaktor von 0,1 bei einer mittleren Sickerwassergeschwindigkeit von $1,6 \text{ cm d}^{-1}$ erzielt.

Literaturwerte, die die longitudinale Dispersion mit $0,1 \cdot \text{Transportweg}$ ($\approx 0,18 \text{ m}$) bzw. mit 0,1 m entsprechend der im Modell betrachteten Skalengröße von mehreren 100 m veranschlagen (Spitz & Moreno, 1996), führen zu einer Unterschätzung des Stofftransportes.

Abbildung 61 zeigt die mit MT3D modellierte vertikale Verlagerung der Sickerwasserfront in verschiedenen Tiefen des oberflächennahen Grundwasserleiters und die in G3 berechnete Mischung von Sickerwasser. Der unregelmäßige Verlauf der modellierten Kurve widerspiegelt die natürlichen Schwankungen des Sickerwassertransportes, die in der Berechnung mittlerer Verdünnungsanteile nicht berücksichtigt werden. Der Zeitpunkt erster Vermischung nach 21 Tagen beschreibt die Transportzeit von Sickerwasser aus dem Torf bis in den Filterbereich von G3. Unter Berücksichtigung dieser Verzögerung unterschätzt das Modell eine über einen Zeitraum von 69 Tagen resultierende Mischung des oberflächennahen Grundwassers durch Sickerwasser um 2%.

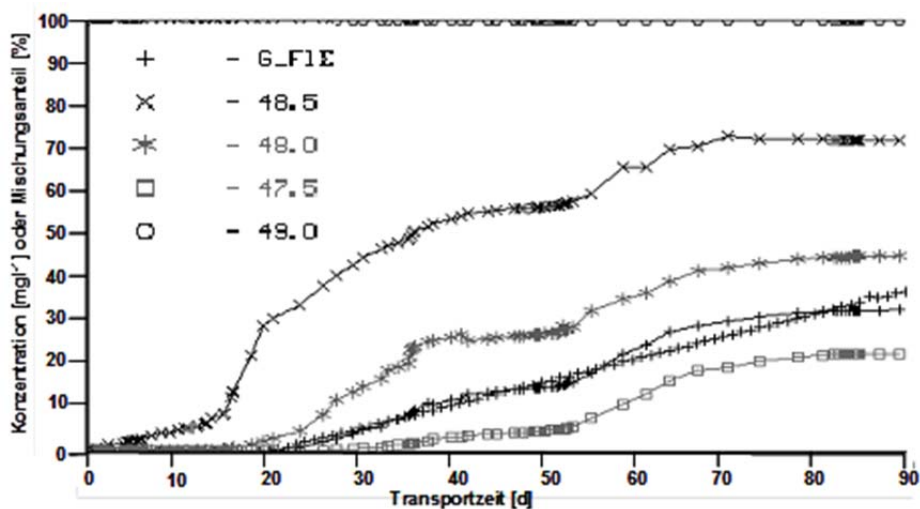


Abbildung 61: Berechnete und modellierte Mischungsanteile von Sickerwasser in G3 (G-FIE) sowie weiteren Tiefen (47,5-49,0 m ü NN).

Kalibrierung des horizontalen Stofftransportmodells

Die gleiche Vorgehensweise wurde im Falle der Uferfiltration angewendet. Da in der GWM G1 aufgrund der annähernd permanent bestehenden infiltrierenden Bedingungen Cl^- Konzentrationen vorherrschen, die die Grabenwasserkonzentrationen widerspiegeln, wurde die Kalibrierung an TB (G7) durchgeführt. Hier findet nur in der Hauptinfiltrationsphase des Sommers 2001 eine Dotation durch Grabenwasser statt. Entsprechend nehmen die vom Grundwasser geprägten erhöhten Chlorid Konzentrationen (Kapitel 4.8.3) über einen Zeitraum von 70 Tagen (03.07.01 bis 12.09.01) linear von $97,2 \text{ mg l}^{-1}$ auf $60,8 \text{ mg l}^{-1}$ ab.

Unter Verwendung mittlerer Chlorid Grabenwasserkonzentrationen des Kalibrierungszeitraumes wurde für die Uferfiltration in G7 eine mittlere tägliche Mischung des Grundwassers mit Sickerwasser von $1,24\text{d}^{-1}$ ermittelt. Nach den betrachteten 70 Tagen lag demnach im Filterbereich von G7 ein Uferfiltratanteil von 87% vor.

Die Stoffausbreitung wird bei erhöhten Grundwasserfließgeschwindigkeiten durch den advektiven Transport dominiert (Saenger, 2000). Da der horizontale advektive Transport in den Modellvarianten MOD2, MOD3 und MODTB gut wiedergegeben wird, zeigen die Modellergebnisse von MT3D (ohne Berücksichtigung der Dispersion) eine gute Übereinstimmung mit den berechneten Mischungsanteilen. Auch hier stellt sich eine zeitliche Verzögerung ein, die den Transport des Grabenwassers bis in den Filterbereich von G7 widerspiegelt. Zieht man die in MODFLOW berechnete mittlere

Uferfiltrationsgeschwindigkeit dieser Periode von $0,08 \text{ md}^{-1}$ heran, ergibt sich eine Verzögerung von 24 Tagen. Das Modellergebnis zeigt hier eine gewisse Unschärfe. Erste deutliche Mischungsanteile werden für einen Zeitraum zwischen 18 Tagen und 28 Tagen nach Beginn des Modelllaufs ausgewiesen. Legt man eine Verzögerung von 24 Tagen zugrunde, so zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen der berechneten mittleren Mischung und den modellierten Anteilen (Abbildung 62). Legt man 18 Tage als Zeitraum einer ersten Mischung zugrunde, so unterschätzt das Modell die berechnete Vermischung um 5%.

Die unterschiedliche Steigung der modellierten Mischungskurve widerspiegelt die täglichen Schwankungen der Uferfiltration sowie kurzfristige Änderungen der Fließrichtung an TB (abnehmende Mischungsanteile von Uferfiltrat). Da sich die Bedingungen an TB und an TA nicht wesentlich unterscheiden, kann davon ausgegangen werden, dass der von MODFLOW abgebildete advective Transport im Uferbereich auch den Stofftransport in der hyporheischen Zone von TA abbildet.

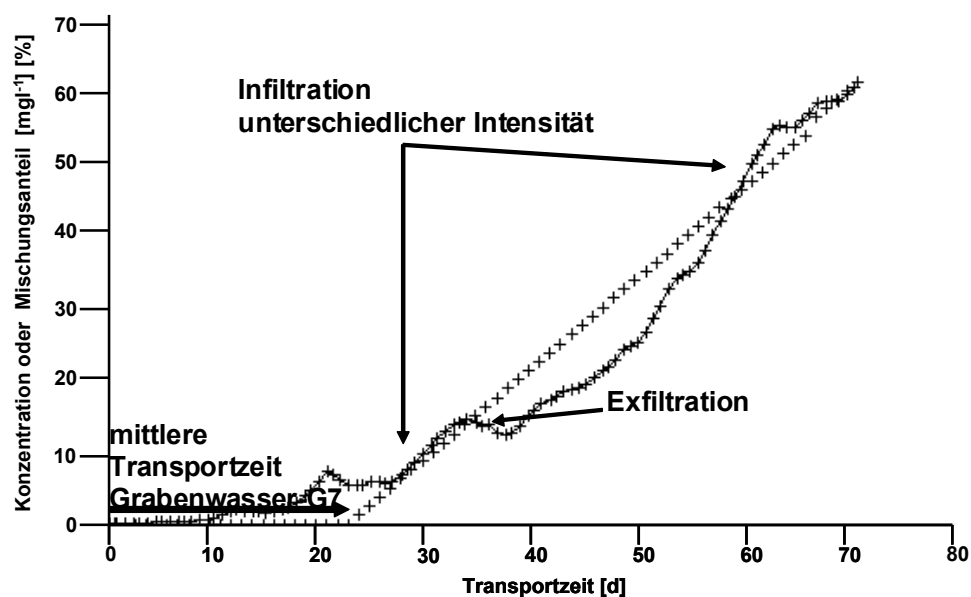


Abbildung 62: Berechnete und mit MT3D modellierte Mischungsanteile von Uferfiltrat in G7.

4.9.2 Ergebnisse der SRP Stofftransportmodellierung

Der SRP Transport zwischen Grabenwasser und Grundwasser

Prozessuntersuchungen der Grabensedimente, des Porenwassers und des Grundwassers (Kapitel 4.6.2, Kapitel 4.7.1.1, Kapitel 4.8.3) belegen die signifikante Mobilisierung von SRP bei infiltrierenden Bedingungen. Der Prozessraum, in dem mit einer erhöhten Phosphor

Dynamik zu rechnen ist, soll durch die Modellierung des Stofftransportes ausgewiesen und die mobilisierten SRP Konzentrationen durch eine inverse Herangehensweise näherungsweise ermittelt werden.

Anders als die Chlorid Konzentrationen steigen die SRP Konzentrationen in G7 und G1 sprunghaft an und können durch eine sigmoidale Kurve beschrieben werden (Abbildung 63).

Sigmoidale Konzentrationsverläufe finden sich häufig bei dem Durchbruch einer Stofffront oder einer Veränderung der Sorptionskapazität der Sedimente. Die Konzentrationsverläufe belegen eine schnelle Konzentrationszunahme. Diese wird erst mit dem Ende der Hauptinfiltrationsphase zum Stillstand gebracht. Danach verlaufen die Konzentrationen sehr konstant in einem deutlich erhöhten Bereich. Bei annähernd kontinuierlicher Verdünnung in dem Zeitraum der Hauptinfiltrationsphase ist der Anstieg der SRP Konzentrationen durch eine zunehmende Mobilisierung von SRP aus den Sedimenten zu erklären (Kapitel 4.7.1.1).

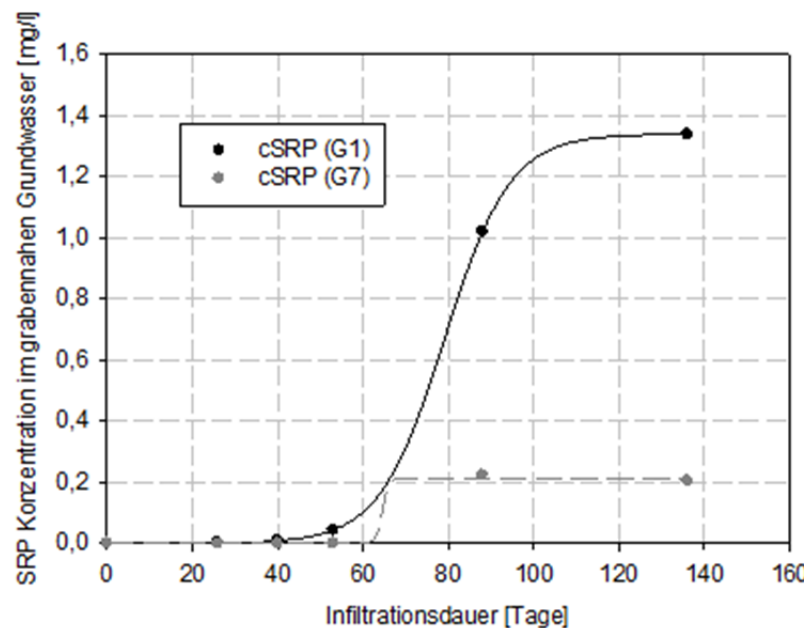


Abbildung 63: SRP Konzentrationsentwicklung im grabennahen Grundwasser G1 und G7 während der Infiltrationsphase des Jahres 2001.

Eine dynamische Konzentrationsentwicklung über eine zeitlich variable Konzentrationsrandbedingung kann jedoch mit MT3D nicht abgebildet werden. Dies gilt auch für die aktuelle Version MT3DMS (Schilling et al., 2006).

Die deutlichen Konzentrationsunterschiede an G1 (TA) und G7 (TB) verdeutlichen, dass unterschiedliche Sedimenteigenschaften wie Struktur, Chemismus und mikrobielle Aktivität sowie die Uferfiltrationsraten einen deutlichen Einfluss auf die Mobilisierung von SRP in das grabennahe Grundwasser ausüben. Bei Umkehr der Fließrichtung stellen die hohen Grundwasser Konzentrationen temporär ein deutlich erhöhtes Eutrophierungsrisiko für das Grabensystem dar. Im Zuge eines optimierten Stauhaltungsmanagements sind daher insbesondere auch während der Sommermonate stark sinkende Grundwasserstände mit Ausbildung einer verstärkten Uferfiltration zu vermeiden.

Die Größe und Ausdehnung der hyporheischen Zone unterliegt starken räumlichen und zeitlichen Variationen (Winter et al., 1998). In dem Zonierungskonzept nach Triska et al., 1989 wird vereinfacht das Mischungsverhältnis von Grund- und Oberflächenwasser zur räumlichen Abgrenzung der hyporheischen Zone herangezogen, was sich insbesondere für die Erstellung von Stoffeintrags-austrags- sowie von Stoffretentions- und Stofftransformationsbilanzen eignet (Bencala, 2000). Eine Zone, die mehr als 98% Oberflächenwasser aufweist, wird als oberflächennahe Zone bezeichnet, eine Zone mit einem Anteil von <98% bis >10% Oberflächenwasser wird als interaktive Zone angesehen, die durch steile Sauerstoff- und Nährstoffgradienten im Porenwasser geprägt ist (Vidon & Hill, 2004a; Vidon & Hill, 2004b). Eine dynamische Beschreibung der hyporheischen Zone kann nur durch Experimente (Elliot & Brooks, 1997; Marion & Bellinello, 2002; Salehin et al., 2004) oder den Einsatz geeigneter mathematischer Modelle erreicht werden (Wroblicky & Campana, 1998; Saenger et al., 2005), da ihre räumliche Ausdehnung abhängig ist von instationären Größen, wie der Verteilung der Druckgradienten, Flusshydraulik, Flussbetteigenschaften, der Durchlässigkeit der Sedimente und der Grundwasserfließrichtung (Woessner, 2000; Lenk, 2000).

An TA variiert die räumliche Ausdehnung der hyporheischen Zone während des gesamten Jahres in Abhängigkeit der Intensität der Uferfiltration. An TB kommt es nur zu temporären Ausbildungen der hyporheischen Zone. Die Hauptinfiltrationsphase des Sommers 2001 beschreibt ihre maximale Ausdehnung im Untersuchungszeitraum. Bei der Ermittlung der Mischungsanteile von Uferfiltrat stellt sich in G1 (TA) während der Hauptinfiltrationsphase nach 17 Tagen ein Mischungsanteil von nahezu 100% Grabenwasser ein (Abbildung 64), was durch die Übereinstimmung der Chlorid Konzentrationen des Oberflächenwassers (MK1) und von G1 ($r^2=0,79$, $p<0,0001$) untermauert wird.

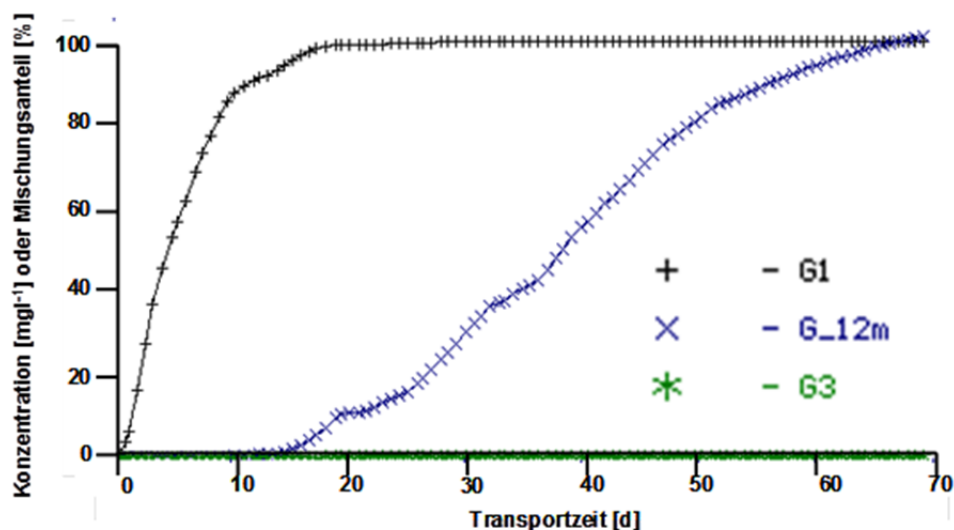


Abbildung 64: Modellierte Mischungsanteile von Uferfiltrat in der GWM G1, G3 sowie einer fiktiven GWM G_12m, (Juli bis August 2001).

Nach 15 Tagen erreicht das Uferfiltrat die fiktive, 10 m von der Grabenkante entfernte, Grundwassermessstelle (G_12m), die für einen direkten Vergleich des Stofftransportes zwischen TA und TB in MT3D hinzugefügt wurde. Der Anteil an Uferfiltrat steigt hier nach 70 Tagen auf nahezu 100% an. In G3 (25 m Entfernung von der Grabenmitte), zeigt sich keine Dotation durch Uferfiltrat. Am Ende der Hauptinfiltrationsphase beeinflusst das Uferfiltrat mit einem Mischungsanteil von 10% das Grundwasser bis in eine Entfernung von 18 m vom Graben.

Wird die räumliche Ausdehnung der hyporheischen Zone nach Lautz et al., 2006 über die Transportzeit und den Mischungsanteil des Uferfiltrats (10 Tage mit mindestens 10%) vorgenommen, um somit der Ausbildung von Zonen permanent erhöhter biogeochemischer Dynamik Rechnung zu tragen, ergibt die Modellierung des Stofftransportes an Mk1 eine hyporheische Zone mit einer Ausdehnung von 9,5 m (Abbildung 65).

Die ausgeprägte hyporheische Zone verdeutlicht das hohe Retentionspotenzial an TA und weist auf einen ausgedehnten Uferbereich mit erhöhten Stoffumsätzen hin.

An TB (G7) ergibt sich aus dem Ansatz von Lautz et al., 2006 eine hyporheische Zone mit einer horizontalen Ausdehnung von 4 m ab Grabenkante. In G8, die 10 m von der Grabenkante des Mittelkanals entfernt ist, erreicht der Anteil des infiltrierenden Grabenwassers nach 70 Tagen nur 15%.

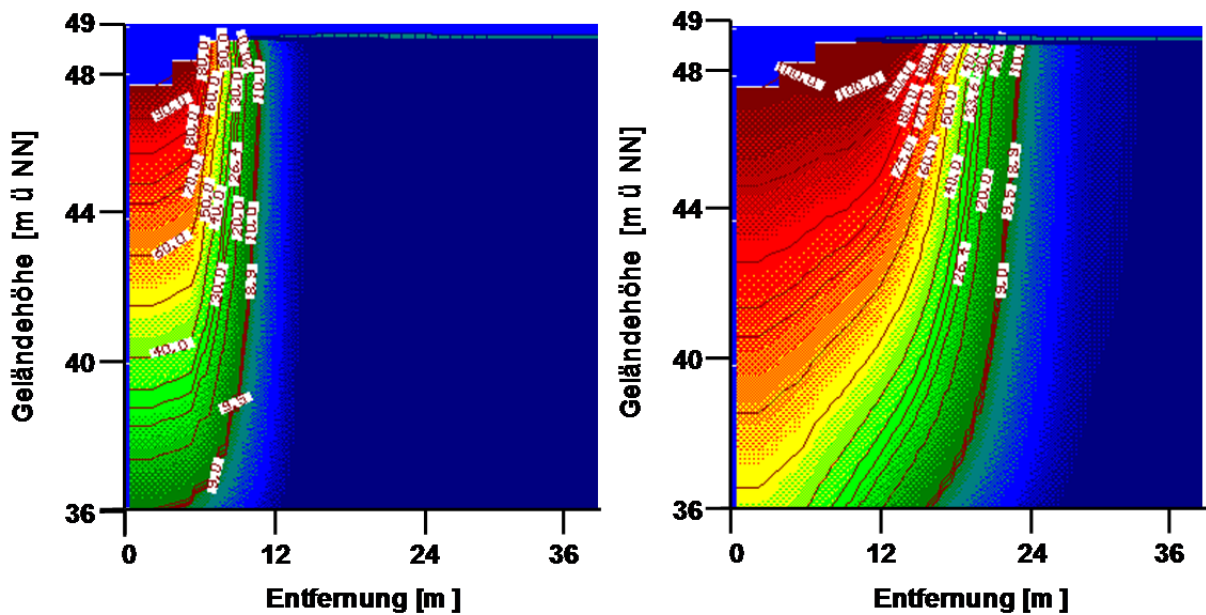


Abbildung 65: Mit MT3D modellierte laterale Ausbreitung des Uferfiltrats an MK1 (Mischungsanteil in %), Hauptfiltrationsphase (Juli bis September 2001), (links= Phasenanfang; rechts =nach 70 Tagen).

Der SRP Transport zwischen Grundwasser und Grabenwasser

An TB herrschen grundsätzlich exfiltrierende Bedingungen vor. Um die horizontale Wirksamkeit des anströmenden Grundwassers bei der Exfiltration in das Grabensystem zu ermitteln, wurden die Verweilzeiten anhand des Transportes von fiktiven Stofffronten (15 m, 37 m, 70 m vom Mittelkanal) berechnet. Das Transportmodell kann für Prognosen genutzt werden, die die Auswirkungen einer Grabenabsenkung auf die seitliche Abflusswirksamkeit des Grundwassers darstellen. Solche Aussagen sind in dem hier beschriebenen System von großer Bedeutung, da man so Abschätzungen treffen kann, unter welchen hydraulischen Bedingungen die z.T. extremen Stoffanreicherung im grabenfernen Grundwasser (Kapitel 4.8.3) abflusswirksam werden können.

Die Ergebnisse zeigen, dass es in größerer Entfernung (37 m, 70 m) aufgrund des abnehmenden hydraulischen Gradienten nach einem Simulationszeitraum von 70 Tagen zu einem Transport von nur wenigen Zentimetern Richtung Graben kommt. Mit zunehmender Grabennähe (15 m) erhöht sich die Transportstrecke, was die Zunahme des hydraulischen Gradienten in Grabennähe widerspiegelt (Abbildung 66).

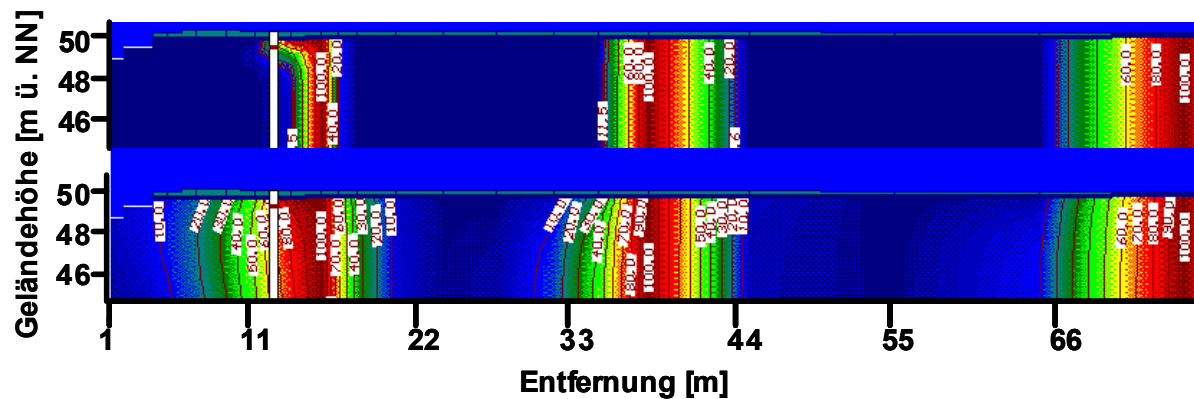


Abbildung 66: Mit MT3D modellierter lateraler Transport von Grundwasser an Mk2 bei Exfiltration, (oben = Zeitpunkt 0; unten nach 70 Tagen).

Extrapoliert man die Modellergebnisse auf ein Jahr (Annahme einer permanenten Exfiltration), wird an TB Grundwasser aus einer Entfernung von 20 m abflusswirksam. In einer Entfernung von 55 m vom Graben steigt die mittlere Grundwasseraufenthaltszeit dagegen bereits auf 16 Jahre an, während sie in 68 m schon 31 Jahre und in der Flächenmitte 257 Jahre beträgt (Tabelle 13:).

Tabelle 13: Aus MT3D abgeleitete Fließgeschwindigkeiten und Aufenthaltszeiten an TB.

Abstand vom Graben [m]	Fließgeschwindigkeit [md^{-1}]	Aufenthaltszeit [a]
4	0,13	0,09
13	0,08	0,45
36	0,03	3,5
55	0,01	16
68	0,005	31
150	0,0016	257

SRP Transport durch Versickerung

Die saisonale Entwicklung der Stoffkonzentrationen im grabenfernen Grundwasser (Kapitel 4.8.3) wird von der Intensität der Stoffumsatzprozesse im Torfhorizont und den vertikalen Transporteigenschaften bestimmt. Diese sind eng an die hydrologischen Bedingungen, wie Grundwasserstandsschwankungen, Phasendauer und der Dynamik von Trockenfallen und Überstau gekoppelt. Die Dynamik der Mobilisierungs- und Transportprozesse wird an TA in den unterschiedlichen Amplituden der Grundwasser Konzentrationsverläufe von Cl^- , SO_4^{2-} und DOC sowie SRP sichtbar.

Zunehmende SRP Konzentrationen werden im Grundwasser zwischen Spätsommer und Winter bei einem Wiedereinstau nach Trockenfallen der Fläche ermittelt, abnehmende SRP Konzentrationen charakterisieren Phasen zwischen Winter und Frühling bis Frühsommer bei kontinuierlichem Überstau. Darüber hinaus können vereinzelte Ereignisse stark erhöhter SRP Konzentrationen nach Starkregenereignissen ermittelt werden. Demzufolge werden mithilfe von MT3D SRP Sickerwasserkonzentrationen bei

- kontinuierlichem Überstau,
- einsetzendem Überstau nach niedrigen Grundwasserständen und
- intensiven Regenereignissen (Einzelereignisse)

ermittelt. Die MT3D Ergebnisse werden zur Abschätzung des Eutrophierungsrisikos des Grundwassers und zur Abschätzung von SRP Sickerwasserraten (Kapitel 4.10.2.1) genutzt.

SRP Transport in Phasen mit kontinuierlichem Überstau

Bei kontinuierlichem Überstau findet in G3 eine im Verhältnis mit der Zeit linear verlaufende Abnahme der SRP Konzentrationen statt (Kapitel 4.8.3).

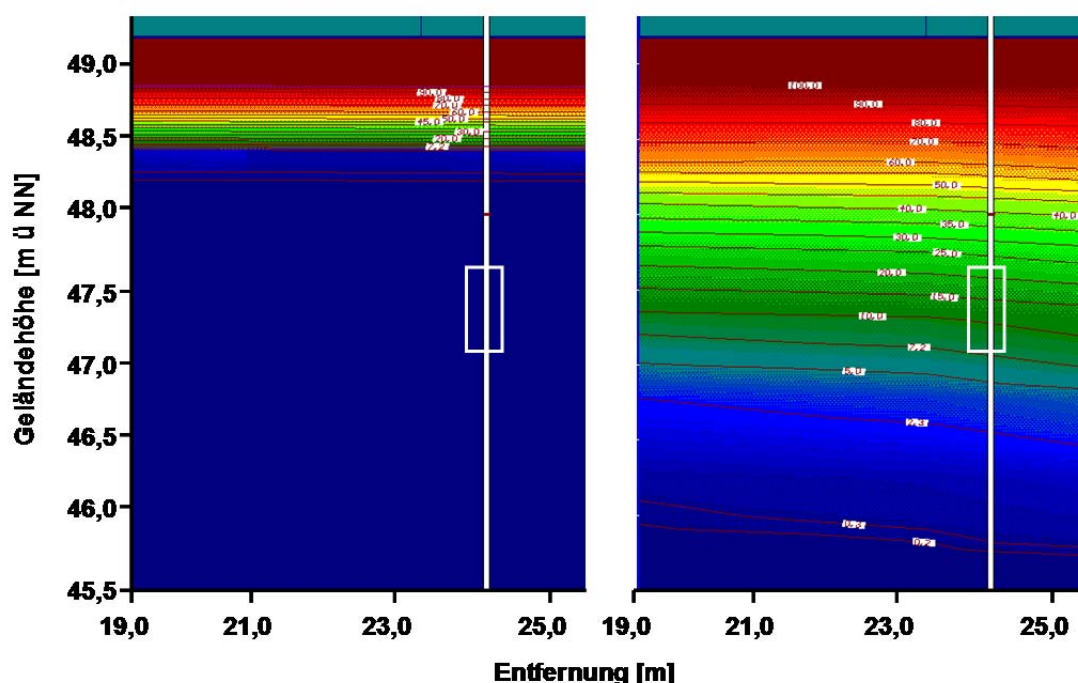


Abbildung 67: Mit MT3D modellierte vertikale Vermischung von Sickerwasser im oberflächennahen Grundwasser (G3) bei einer Überstauphase von 70 Tagen.

Ein Rückgang von $0,278 \text{ mg l}^{-1}$ auf $0,209 \text{ mg l}^{-1}$ ($n=5$) wird zwischen dem 21.01.01 und 18.04.01 ermittelt. Die Konzentrationen sinken nach Trockenfallen der Fläche im Weiteren nahezu linear bis zum 21.08.01 auf $0,126 \text{ mg l}^{-1}$ SRP ab und erreichen am 12.09.01 mit $0,047 \text{ mg l}^{-1}$ SRP ihr Minimum.

Das über die Dispersion kalibrierte Stofftransportmodell MT3D (MOD1) zeigt bei anhaltendem Überstau nach einer Periode von 70 Tagen einen Anteil von Sickerwasser von 15% im oberflächennahen Grundwasser (47,5 m ü NN, Abbildung 67). Aus dem ermittelten Mischungsanteil von Sickerwasser im oberflächennahen Grundwasser wird unter Annahme einer konstanten SRP Verlagerung eine mittlere Sickerwasser Konzentration zwischen dem 21.01.01 und dem 18.04.01 berechnet. Unter Verwendung einer Sickerwasser SRP Konzentration von $0,105 \text{ mg l}^{-1}$ wird der SRP Konzentrationsverlauf in der GWM für die betrachtete Phasendauer gut wiedergegeben. Die ermittelten Konzentrationen zeigen eine weitgehende Übereinstimmung zu mittleren SRP Konzentrationen in G4 ($0,129 \text{ mg l}^{-1}$) und G5 ($0,122 \text{ mg l}^{-1}$).

Die ermittelte SRP Sickerwasser Konzentration bei anhaltendem Überstau verdeutlicht, dass eine Freisetzung aus dem Torf durch Mobilisierung von SRP im Vergleich zu den mit Überstaudauer signifikant zunehmenden Porenwasser Konzentrationen (Kapitel 4.5.1.1) gering ausfällt. Die Differenz hoher Porenwasser SRP Konzentrationen und konstanter SRP Sickerwasserkonzentrationen verdeutlicht effektive Festlegungsprozesse in den tieferen Torfschichten, die durch die Porenwasserprofile in Tiefen $>0,4\text{m}$ nicht erfasst werden können.

SRP Transport nach Wiedereinstau

Die Versickerung bei Überstaubedingungen nach Belüftung des Torf-Horizontes führt für SRP im grabenfernen Grundwasser zu einer über Monate anhaltenden Konzentrationszunahme (Kapitel 4.8.3). Die vertikale Verlagerung der im Torfkörper mobilisierten Stoffe ist dabei

- zeitlich begrenzt (z.B. 2000/2001: 5 Monate und 2001/2002: 3 Monate für SRP in G3),
- räumlich differenziert (z.B. zwischen G3 und G4) und
- in ihrer Ausprägung von der Intensität der Stoffumsatzprozesse im Torf-Horizont abhängig (2000, 2001 und 2002).

Für Chlorid und SRP lassen sich im Grundwasser lineare Konzentrationszunahmen ausweisen. Diese erreichen in G3 im Winter 2000/2001 maximale Konzentrationen von

108,0 mg l⁻¹ Chlorid und 0,278 mg l⁻¹ SRP, im Winter 2001/2002 82,0 mg l⁻¹ Chlorid und 0,245 mg l⁻¹ SRP. Über einen Zeitraum von 149 Tagen kommt es im Winter 2000/2001 zu einem Anstieg der SRP Konzentrationen um 0,135 mg l⁻¹. Im Winter 2001/2002 steigen die SRP Konzentrationen in 75 Tagen sogar um 0,198 mg l⁻¹.

Die unterschiedlich steilen Konzentrationsanstiege verdeutlichen, dass die Mobilisierung von SRP aus den Torfböden unterschiedlich hoch ausfallen. Die ausgewählte Phase zwischen 21.08.01 und 26.11.01 stimmt gut mit dem Konzentrationsanstieg für Cl⁻ und SRP von 2000/2001 überein. Die aus einer Modellierung des Mischungsverhältnisses in MT3D berechnete SRP Sickerwasserkonzentration liegt für die betrachtete Phase bei 0,57 mg l⁻¹ SRP. Damit steigen die SRP Konzentrationen nach einer Phase intensiver Mineralisationsprozesse im Vergleich zu lang anhaltenden Überstaubedingungen um mehr als das Fünffache an.

Die hohen SRP Konzentrationen verdeutlichen die Relevanz eines Wechsels von oxischen zu anoxischen Bedingungen auf die SRP Verlagerung aus dem Torf in das Grundwasser.

Wiederholte Zyklen von trockenen und vernässten Bedingungen sind daher dringend zu vermeiden. Die Grundwasserstände sollten zur Minimierung eines Eutrophierungsrisikos durch steigende SRP Emissionen (in das Grundwasser und in das Oberflächenwasser) permanent auf Höhe der Geländeoberkante gehalten werden. Dies gilt insbesondere für Zeiträume erhöhter Temperaturen.

SRP Transport nach starken Regenereignissen

Die SRP Versickerung nach starken Regenereignissen stellt einen Sonderfall dar. Die Ereignisse zeigen eine zeitlich eng begrenzte Wirkung auf die Grundwasser Konzentrationen, da sich die scharf umrissene Stofffront mit dem Sickerwasser schnell nach unten verlagert. Im niederschlagsreichen September des Jahres 2001 kommt es an TB innerhalb von 30 Tagen in der gesättigten Zone zu einer vertikalen Verlagerung der Sickerwasserfront um 1,3 m, was einer mittleren Sickerwassergeschwindigkeit von 4,3 cm d⁻¹ entspricht. Bei einer 5tägigen Niederschlagsperiode mit 42,5 mm Niederschlag werden mit Hilfe des Stofftransportmodells MT3D mittlere Sickerwassergeschwindigkeiten von 14 cm d⁻¹ berechnet. Diese sind um eine Größenordnung höher als die für den kontinuierlichen Überstau an TA berechneten Sickerwassergeschwindigkeiten (1,6 cm d⁻¹). Die hohen Sickerwassergeschwindigkeiten verdeutlichen, dass starke Regenereignisse zu schnellen Stoffverlagerungen aus dem Torfkörper führen, die in beiden Transekten des Testfeldes einen signifikanten, aber zeitlich

begrenzten Einfluss auf die SRP Konzentrationen im oberflächennahen Grundwasser ausüben. Zudem bewirken starke Regenfälle besonders an TB einen beschleunigten Transport von Grundwasser in das Grabensystem und erhöhen so kurzzeitig die SRP Emissionen. An TA ist eine klare zeitliche Abgrenzung des Einflusses von Starkniederschlägen und dem von Überstaubedingungen (die sich bei erhöhten Grabenwasserständen häufig zeitnah einstellen) schwierig.

In den GWM werden nach starken Regenereignissen SRP Konzentrationen zwischen $0,12 \text{ mg l}^{-1}$ und $0,66 \text{ mg l}^{-1}$ ermittelt (Tabelle 14:), was auf stark erhöhte SRP Sickerwasserkonzentrationen schließen lässt.

Tabelle 14: SRP Konzentrationsanstiege in den grabenfernen GWM von TA nach vorangegangenen Regenereignissen.

Messung	G3 [mg l ⁻¹]	G4 [mg l ⁻¹]	G5 [mg l ⁻¹]	G7 [mg l ⁻¹]	Ereignis/Niederschlag [mmd ⁻¹]
17.10.01	0,17*	0,08*	0,06*	0,66	99,9 mm (Sept. 01)
19.06.02	0,53	-	-		21,9 mm (23.05.02)
16.07.02	0,18	0,43	0,41		10,9 mm (15.06.02)
14.08.02	0,66	0,26	0,18		13,2 mm (17.07.02) 13,9 mm (24.07.02)

*starker relativer Anstieg bei Überstau

Die Wirkung von Niederschlagsereignissen auf die SRP Konzentrationen im Grundwasser und im Grabensystem kann durch ein geeignetes Wasserstandmanagement mit Grundwasserständen nahe der Geländeoberkante und einer Minimierung der Grundwasser-Grabenwasser Austauschraten stark eingeschränkt werden.

4.10 Bilanzierung der P Freisetzung und Retention

Die Modellierung und das Management von P-Fluxen in Niederungen setzt die Kenntnis der wesentlichen Freisetzungs- und Retentionsprozesse in den Böden und Sedimenten sowie des P-Transportes zwischen den Flächen und den Gräben voraus (Vaughan et. al., 2007). Auf Grundlage dieser Kenntnisse können konzeptionelle Modelle erstellt werden, die das Austauschverhalten zwischen drainierten Flächen und Grabensystemen abbilden und eine P-Bilanzierung ermöglichen (Winter et al., 1998). Zurzeit existieren keine ausreichenden

Modellansätze zur Darstellung der Wechselwirkungen zwischen Flächen und Gräben in Polderlandschaften (Vaughan et. al., 2007).

In dem hier erstellten P Bilanzierungsansatz werden die ermittelten Prozessraten unter Berücksichtigung einzelner Kompartimente, sogenannter Teilbilanzräume, zusammengeführt. Dies geschieht auf Grundlage der erstellten Wasserbilanzen, die vorweg diskutiert werden. Abschließend werden die Unsicherheiten des Bilanzierungsansatzes dargelegt.

Die wesentlichen Bilanzglieder fallen aufgrund der unterschiedlichen hydrologischen Verhältnisse von TA und TB differenziert aus.

Bilanzmodell TA

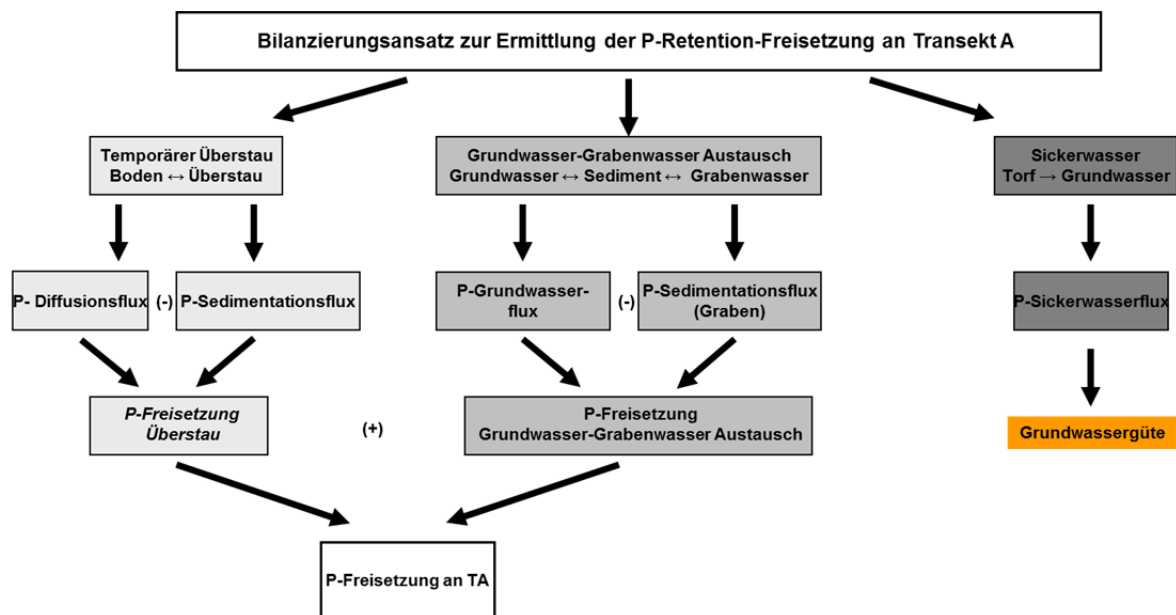


Abbildung 68: Konzeptionelles Modell zur Bilanzierung der P Freisetzung –Retention an TA.

An TA muss der Austausch zwischen dem Grundwasser- und Grabenwassersystem, die Sedimentation in den Gräben sowie die Auswirkungen des Flächenüberstaus berücksichtigt werden (Abbildung 68). Dieses Bilanzglied beschreibt den Boden-Überstauwasser Austausch und wird über den Oberflächenabfluss zwischen Graben und Fläche wirksam. Dabei sind in erster Linie die Sedimentation für Retention von P und die Diffusion für die Freisetzung von P verantwortlich. Obwohl nicht direkt wirksam wird eine Abschätzung des vertikalen Phosphor Sickerwassertransportes angestellt, um die Belastung im grabenfernen Grundwasser abzuschätzen. Unter Annahme veränderter hydraulischer Bedingungen muss auch damit gerechnet werden, dass das grabenferne Grundwasser abflusswirksam wird.

An TB beschränkt sich der Bilanzierungsansatz auf die Darstellung des Phosphor Grundwasser-Grabenwasseraustausches sowie auf die Sedimentation in den Gräben. Der Austausch zwischen Überstauwasser und Grabenwasser spielt keine Rolle. An TB wird ebenfalls eine Abschätzung des Sickerwassereinflusses auf die Phosphor Belastung des Grundwassers durchgeführt (Abbildung 69).

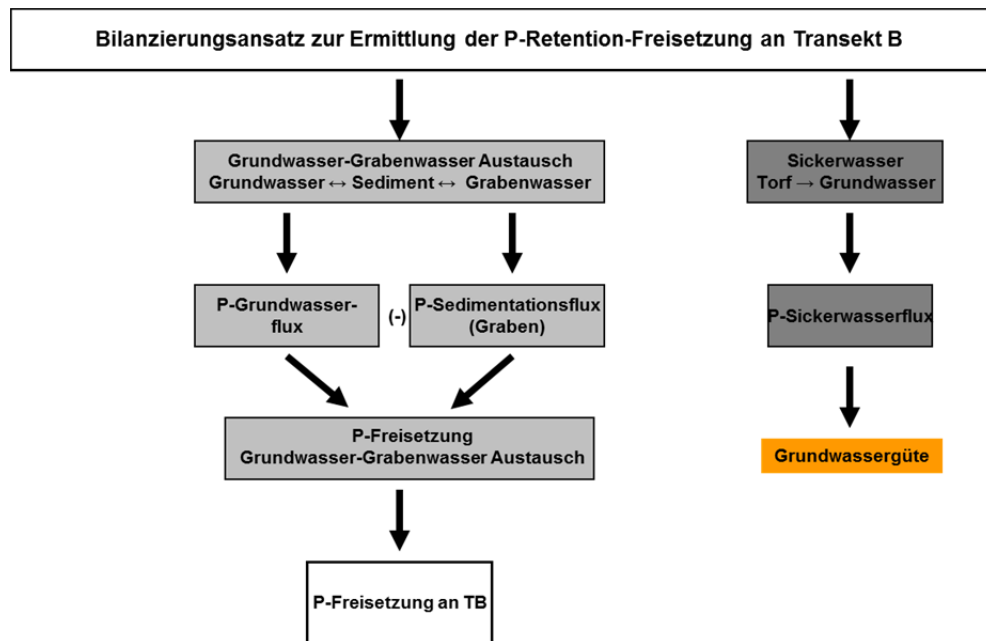


Abbildung 69: Konzeptionelles Modell zur Bilanzierung der P Freisetzung –Retention an TB.

4.10.1 Wasserbilanzen

Die dargestellten jährlichen Wasserbilanzen für das Testfeld basieren auf Tageswerten von Modellergebnissen der Grundwassermodellierung (Niederschlag, Evapotranspiration, Grundwasser-Oberflächenwasser Austausch) und werden durch Abschätzungen der täglich zu- und abfließenden Überstauwassermengen (TA) (Kapitel 3.5.1) sowie der jährlich berechneten Speicheränderungen des Bodenwasserspeichers (ΔS) aus Wasserstandänderungen (TA und TB) ergänzt. Die Modellexternen Berechnungen sind für TA notwendig, weil in MOD 1 eine Ermittlung des seitlichen oberflächlichen Zustroms über Layer 1 zwar möglich ist, er in den anderen Modellen (MOD2, MOD3) aber nicht erfasst werden kann. Für TB wird eine externe Berechnung der Speicheränderung nötig, da diese in MODTB aufgrund der auftretenden Speicherauffüllungen (Abbildung 24) bei Grundwasserständen $>49,45\text{m}$ ü NN im Modell zu fehlerhaften Ergebnissen führt.

Eine Kombination von Modellergebnissen, die auf geschlossenen Wasserbilanzen basieren, und extern berechneten Bilanzkomponenten führt zwangsläufig zu ungeschlossenen Gesamtbilanzen. Um diese Abweichungen auszugleichen, wurde das Bilanzmodell *STAN2* verwendet, das unter Angabe von Ungenauigkeiten von $\pm 20\%$ (LaBaugh & Winter, 1984) in allen Bilanzgliedern mittels Ausgleichsrechnung die Bilanzen schließt und dabei eine möglichst geringe Veränderung der Ausgangsdaten vornimmt. An TA findet eine Anpassung vorwiegend über das extern berechnete Überstauwasser ($<4\%$) statt, wohingegen andere Eingangsdaten nur um $<2\%$ angepasst wurden. An TB wird die Evapotranspiration mit $>3\%$ und die anderen Komponenten um $<2\%$ modifiziert. Die geringen prozentualen Anpassungen in *STAN 2* legen eine gute Übereinstimmung zwischen den Modellergebnissen und den extern berechneten Eingangsdaten nahe.

Wasserbilanz an TA

Der Oberflächenzufluss durch temporäre Überstaubedingungen sowie der Abstrom des Überstauwassers dominieren die Wasserbilanzen. Im Mittel der Jahre 2001-2002 bildet sich auf dem Testfeldabschnitt TA ein Überstau von 1226 mm aus (64% der Zugewinne), wovon 1127 mm (61% der Verluste) erneut oberflächlich abfließen. Aufgrund höherer Wasserstände im Jahr 2002 steigt der Zufluss von 957 mm in 2001 auf 1296 mm in 2002 an (Tabelle 15:).

Tabelle 15: Jährliche Wasserbilanz an TA und TB in [mm] und [%] nach Ausgleichsrechnung mit *STAN2*, (2001 und 2002).

Bilanzkomponente	TA 2001		TA 2002		TB 2001		TB 2002	
	[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]
ZUGEWINN								
Überstau	1072	61,4	1379	65,5	-	-	4	0,5
Niederschlag	524	30,0	634	30,1	529	82,3	634	88,1
Uferfiltration	150	8,6	92	4,4	114	17,7	82	11,4
Gesamt	1746	100	2105	100	643	100	720	100
VERLUST								
Überstau	957	58,1	1296	63,1	-	-	3	0,5
Evapotranspiration	680	41,3	750	36,5	416	66,1	451	68,2
Exfiltration	10	0,6	9	0,4	213	33,9	207	31,3
Gesamt	1647	100	2055	100	629	100	661	100
Speicheränderung (ΔS)	98		50		14		59	
Retention Grabenwasser	254		167		-99		-124	

Neben dem Überstauwasser stellen die klimatischen Bedingungen (Evapotranspiration und Niederschlag) wesentliche Komponenten der Wasserbilanz dar. Der Niederschlag macht im Mittel 30% der Zugewinne aus, die Evapotranspiration beträgt 39% der Wasserverluste. Durch die erhöhten Wasserstände und Überstaudauer übertrifft die Evapotranspiration von 2002 mit 750 mm die von 2001 mit 680 mm. Dabei kommt es zu einer Unterschätzung der Evapotranspiration in den Sommermonaten von etwa 20%. Der Austausch zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser macht in der Wasserbilanz von TA nur einen geringen Anteil aus (im Mittel 7%). Die Exfiltration von Grundwasser stellt an TA mit 10 mm ein vernachlässigbares Bilanzglied dar.

An den niedrigen durch Überstau geprägten Flächenabschnitten kommt es durch Überflutung (Oberflächenabfluss) und Infiltration in das Grundwasser zu einem erheblichen mittleren Rückhalt von Grabenwasser (210mm^{-1}) (Abbildung 70).

Wasserbilanz an TB

Überstaubedingungen stellen sich an TB nur im Jahr 2002 bei Extremfällen ein und führen zu einem vernachlässigbaren Wasserzugewinn von ~ 4 mm. Im Gegensatz zu TA dominieren hier die klimatischen Faktoren die Wasserbilanz deutlich. Die Niederschläge machen im Mittel 85% der Wasserzugewinne aus, die Evapotranspiration im Mittel 67% der Verluste. Daneben bildet der Austausch zwischen Grundwasser und Grabenwasser mit 33% der Wasserverluste durch Exfiltration (im Mittel 210 mm) und mittleren Zugewinnen durch Infiltration von 15% (bei 85 mm) einen beachtlichen Anteil an der Wasserbilanz aus. Die Austauschraten zwischen Grund- und Grabenwasser stimmen gut mit Ergebnissen aus späteren Berechnungen (Maassen & Balla, 2010) überein.

Die ermittelte jährliche Evapotranspiration von 434 mm unterschreitet das langjährige Mittel der Spreewaldregion von 608 mm (Dietrich et al., 2003) deutlich. Eine Evapotranspiration in der Größenordnung des langjährigen Mittels konnte bei plausiblen Modellanpassungen nicht erreicht werden. Bei Extinktionstiefen von etwa 3,0 m nimmt die Evapotranspiration zwar eine realistische Größenordnung an, allerdings führt dies im Modell zu einem Absinken der Grundwasserstände und verstärktes Auftreten infiltrierender Bedingungen (siehe Anhang A-II). Es wurde deutlich, dass die aus dem Niederschlag und der Uferfiltration stammenden Speisungszuflüsse in die Fläche von TB nicht ausreichen, um eine realistische Evapotranspiration unter Einbehaltung der gemessenen Grundwasserstände abzubilden. Die

Ursache hierfür dürfte ein unterirdischer Speisungszufluss aus den höher gelegenen Bereichen darstellen. Modellberechnungen von Dietrich et al. (2003) weisen Grundwasserstände außerhalb der gepolderten Gebiete aus, die um etwa 2m erhöht sind und einen tiefen Grundwasserszustrom in die zentralen Niederungsbereiche des Spreewaldes wahrscheinlich macht. Trotz der Messung von Grundwasserständen in 1,5-2,0m sowie 5,5-6,0m Tiefe konnte an TA ein solcher Zustrom jedoch nicht quantifiziert werden. Ein Speisungszufluss von 200 mm a^{-1} würde jedoch an TB bei geringfügiger Veränderung der anderen Bilanzglieder auch im Vergleich zu der an TA ermittelten Evapotranspiration (und der hier abgeschätzten Unterschätzung) zu plausiblen Werten in einem Bereich von 620 bis 650 mm a^{-1} führen. Die zu Beginn des Modellaufbaus getroffene Annahme, dass ein Zustrom in die Polderflächen von TB über tiefere Grundwassersysteme ohne Bedeutung ist (Übertragung von Ergebnissen aus TA auf TB), muss somit relativiert werden und sollte in weiteren Untersuchungen geklärt werden. Durch eine Kalibrierung anhand grabennaher Grundwasserstände dürften die für die Fragestellung wesentlichen Austauschprozesse zwischen Grundwasser und Grabenwasser dennoch ausreichend gut dargestellt werden.

Im Mittel der Jahre 2001 und 2002 kommt es an den genutzten Polderflächen zu einem deutlichen Verlust von Wasser in das Grabensystem. Durch seine Lage im Staugürtel und die sich dadurch ausbildenden Grundwasserstände stellt TB eine Situation mittlerer bis geringer Wasserverluste (durch Exfiltration) dar (Abbildung 70).

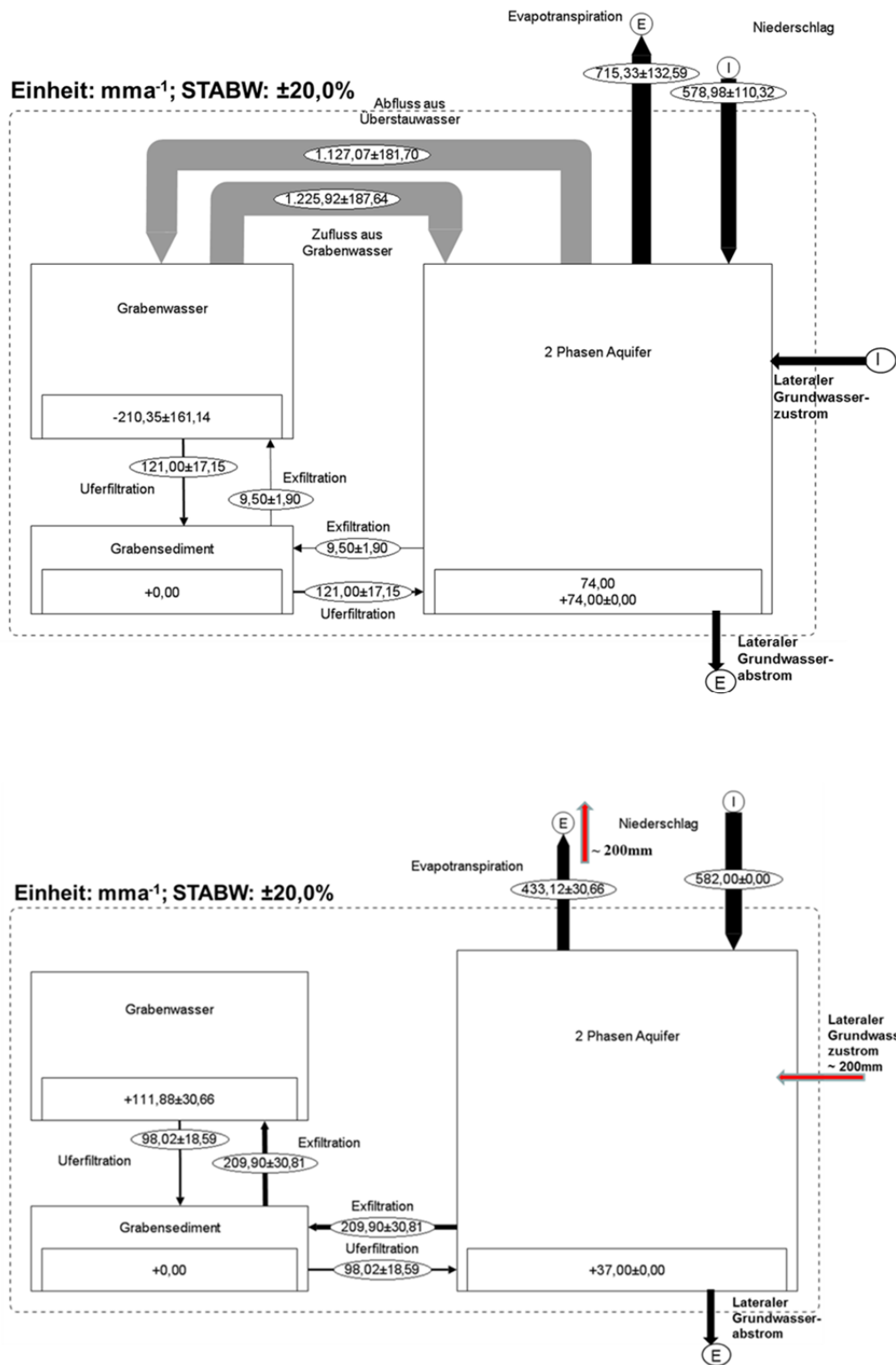


Abbildung 70: Mittlere jährliche (2001-2002) Wasserbilanz an TA und TB in STAN2, (rot markierte Wasserflüsse = in MODTB nicht berücksichtigter abgeschätzter Speisungszufluss, der weitgehend durch die Evapotranspiration verbraucht wird).

4.10.2 Phosphor Teilbilanzen

4.10.2.1 Abschätzung monatlicher SRP Sickerwasserraten (F_{SICK})

Die SRP-Sickerwasserraten sind ein Maß für die P Belastung des Grundwassers. Sie werden aus der klimatischen Wasserbilanz, Ergebnissen der Stofftransportmodellierung mit MT3D sowie Berechnungen der überstauten Flächenanteile abgeleitet. Die Sickerwasser SRP Konzentrationen werden aus den Grundwasserkonzentrationen abgeschätzt (Kapitel 4.8.3.2).

Die Überstaubedingungen an TA bewirken im Vergleich zu TB hohe Sickerwasserraten von 479 mm (2001) und 775 mm im Jahr 2002 (mit stark ausgebildeten Überstaubedingungen). Bei täglichen Sickerwasserraten von $2,7 \text{ mmd}^{-1}$ (Modellergebnisse aus MT3D) werden bei kompletten Überstaubedingungen maximale monatliche Sickerwasserraten von 81 mma^{-1} erzielt. Tägliche Sickerwasserraten aus „constructed wetlands“ (die technisch optimierte Durchflussfilter erhöhter Durchlässigkeit darstellen) weisen tägliche Raten zwischen $11\text{-}13 \text{ mmd}^{-1}$ und $19\text{-}27 \text{ mmd}^{-1}$ auf (Larson et al, 2000).

Der Anteil der Versickerung aus Niederschlägen ist an TA weitgehend zu vernachlässigen. Ausnahme ist der September 2001, in dem es bei niedrigen Grundwasserständen und Niederschlägen von 99,9 mm zu einer erheblichen Versickerung aus dem Regenwasser kommt (Abbildung 71).

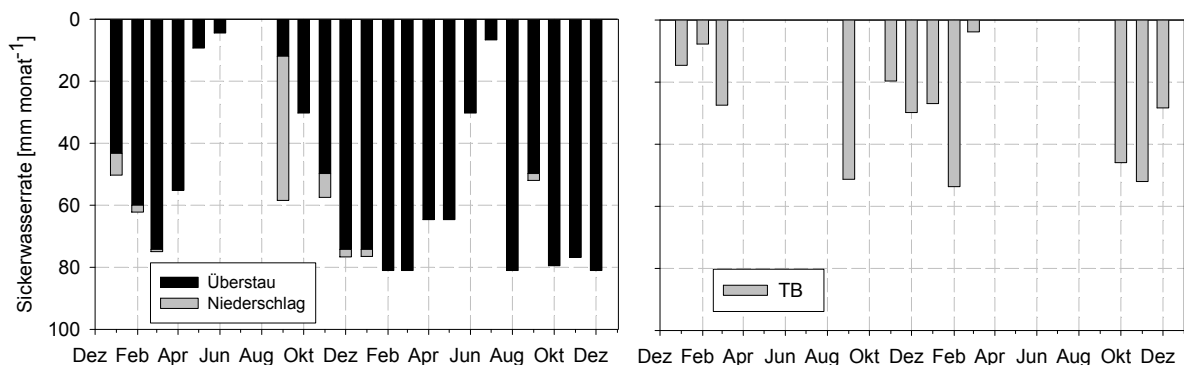


Abbildung 71: Monatliche Sickerwasserraten [mmM⁻¹] an TA und TB (2001-2002).

An TB werden Sickerwasserraten von 150 mma^{-1} (2001) und 211 mma^{-1} (2002) ermittelt. Die Bildung von Sickerwasser ist aufgrund der klimatischen Bedingungen auf einen Zeitraum von Oktober bis März beschränkt und weist maximale monatliche Raten von $\sim 50 \text{ mm}$ auf.

Lediglich der niederschlagsreiche September 2001 führt zu ausgeprägten Sickerwassermengen während der Sommermonate.

An TA erreichen die SRP Sickerwasserraten $0,7 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2001) und steigen 2002 auf $2,1 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ an. Die monatlichen Raten schwanken an TA je nach Überstausituation stark zwischen $0,05$ bis $0,27 \text{ kg ha}^{-1} \text{ Monat}^{-1}$. Zwischen Mai 2001 und August 2001 bildet sich eine Phase minimaler P-Sickerwasserraten aus, was sich im grabenfernen Grundwasser in einer Phase deutlich abnehmender SRP Konzentrationen widerspiegelt (Kapitel 4.8.3).

An TB werden im Jahr 2002 (höhere Niederschläge) ebenfalls deutlich erhöhte jährliche Phosphor Sickerwasserraten von $0,5 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ im Vergleich zu $0,3 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2001) ermittelt. Niedrige SRP Grundwasserkonzentrationen zwischen Januar 2001 und April 2001 resultieren in SRP Sickerwasserkonzentrationen von nahe $0 \text{ kg ha}^{-1} \text{ Monat}^{-1}$. Zwischen Mai und August 2001 führen Sickerwasserraten von nahe 0 mm zu SRP Sickerwasserraten nahe $0,0 \text{ kg ha}^{-1} \text{ Monat}^{-1}$. Im September 2001 werden bei starken Regenfällen maximale SRP Sickerwasserraten von $0,2 \text{ kg ha}^{-1} \text{ Monat}^{-1}$ ermittelt. Nach einem einmaligen Peak der SRP Grundwasser Konzentrationen auf $0,66 \text{ mg l}^{-1}$ werden von diesem Zeitpunkt an erhöhte SRP Konzentrationen von $0,2 \text{ mg l}^{-1}$ im Oberflächengewässer gemessen (Kapitel 4.8.3). Im Jahr 2002 schwanken die SRP Sickerwasserraten zwischen $0,01 \text{ kg ha}^{-1} \text{ Monat}^{-1}$ in den Sommermonaten und $0,13 \text{ kg ha}^{-1} \text{ Monat}^{-1}$ im November. In den Sommermonaten gehen die Raten aufgrund einer negativen klimatischen Wasserbilanz auf nahe 0 zurück (Abbildung 72).

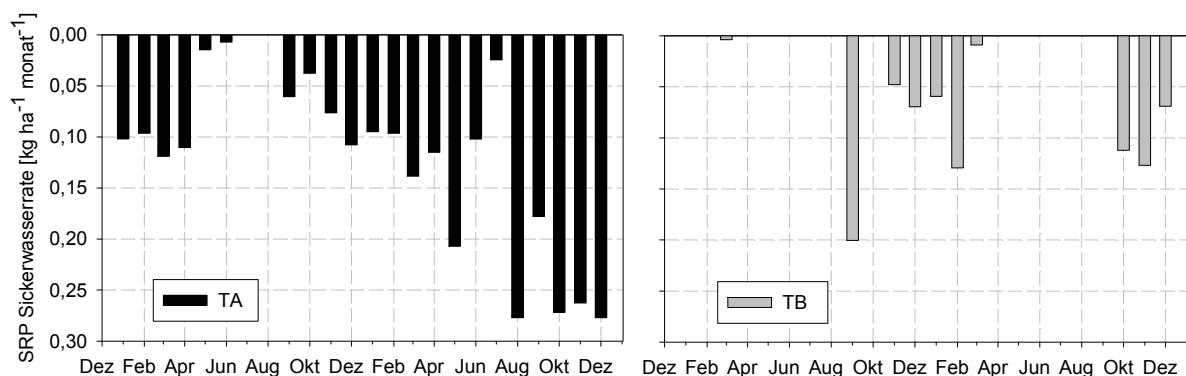


Abbildung 72: Monatliche SRP Sickerwasserraten $[\text{kgSRP ha}^{-1} \text{ monat}^{-1}]$ an TA und TB (2001-2002).

Die Abschätzung der P-Sickerwasserraten belegt an beiden Transekten eine hohe P Belastung des oberflächennahen Grundwasserleiters durch den Zustrom von SRP reichem Sickerwasser aus den Niedermoorböden. Die Raten an TA übertreffen die von TB um ein Vielfaches.

4.10.2.2 Erstellung monatlicher Phosphor Bilanzen zwischen Torfboden und Überstau (Fü)

Die Teilbilanzierung von Boden und Überstau erfolgt aus Differenzbildung der diffusiven SRP-Freisetzung und der P-Sedimentation (Kapitel 3.5.1).

Ermittlung der mittleren Phosphor Sedimentationsrate (Brutto Retention)

Die P-Sedimentationsrate setzt sich aus der Summe des aus dem Grabenwasser auf die Fläche transportierten und dort sedimentierten PP, aus dem sedimentierenden resuspendierten P und aus den durch Adsorption in PP umgewandelten und erneut sedimentierten diffusiv freigesetzten P zusammen. Das sedimentierte Material liegt im Mittel bei $1,72 \pm 1,02 \text{ gTS m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Der P Gehalt in der zur Sedimentation gelangten Trockensubstanz beträgt im Mittel $2,33 \pm 1,07 \text{ mgPg}^{-1} \text{ TS}$ und ist niedriger als der in den Gräben ermittelte P-Gehalt. Grundsätzlich findet bei der Überflutung von Uferrandbereichen eine Abreicherung von größeren Materialien bei relativer Anreicherung der feineren Fraktionen statt (Simm & Walling, 1998), was eher für eine Erhöhung der P Gehalte spricht. Die Messung niedrigerer P Gehalte deutet auf eine Beeinflussung durch resuspendiertes Material hin, die nicht weiter quantifizierbar ist. Die aus den jeweiligen P-trapping Raten ermittelte P-Sedimentationsrate liegt im Mittel bei $3,43 \pm 1,40 \text{ mgPm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und entspricht einer potenziellen Festlegungsrate von $12,5 \text{ kgha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Untersuchungen in periodisch überfluteten Auebereichen bei Hochwassersituationen und hohen PP Frachten führen zu deutlich höheren P-Sedimentationsraten zwischen 20 und $120 \text{ mgPm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Kronvang et al., 2007).

Ermittlung der mittleren SRP Diffusionsrate (Brutto Freisetzung)

Die Phosphor Diffusionsraten zeigen eine breite Streuung (Kapitel 4.5.2). In den Halbtorfen werden geringe mittlere P-Diffusionsraten ermittelt ($1,73 \pm 1,99 \text{ mgm}^{-2} \text{ d}^{-1}$). In den Antorfen zeigen sich deutlich höhere mittlere P-Diffusionsraten mit Mittelwerten von $6,10 \pm 5,42 \text{ mgm}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Der Mittelwert aus allen ermittelten Diffusionsfluxen führt zu P-Diffusionsraten von $3,32 \pm 4,00 \text{ mgm}^{-2} \text{ d}^{-1}$, was einer potenziellen mittleren Brutto Freisetzungsrates von $12,1 \text{ kgha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ entspricht.

Ermittlung der mittleren monatlichen Netto Phosphor Freisetzung oder Retention

Die Differenz zwischen Brutto Freisetzung und Brutto Retention ergibt die Netto Freisetzung oder Retention der Teilbilanz. Im Mittel lässt sich eine Retention von $0,11 \text{ mgPm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($0,4 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$) berechnen.

Die hohen Unsicherheiten der Ergebnisse, die durch die Standardabweichung dargestellt werden (Abbildung 73), belegen, dass zwischen Boden und Überstau temporär eine höhere P-Retention, aber auch eine Freisetzung von P in das Überstauwasser möglich ist. Insbesondere saisonale Aspekte und erhöhte Überstaudauer bewirken in den Torfböden hohe Freisetzungsraten (Kapitel 4.5). Abschätzungen maximal möglicher Netto Freisetzungen ergeben sich aus den maximalen SRP Diffusionsraten und den minimalen P Sedimentationsraten und ergeben $9,64 \text{ mgm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($35,2 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$). Die maximale potenzielle Netto P-Retention liegt bei $5,1 \text{ mgm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($18,6 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$).

Um die Unsicherheiten der Teilbilanz zu bewerten, wurde die Fehlerfortpflanzung nach Gauß für die resultierende Bilanz ((S)-(D)) berechnet (Hedbrant & Sörme, 2000). Dabei wurde sowohl die STABW der P-Sedimentationsraten von $\pm 74,8\%$ (Berechnung aus STABW Sedimentationsrate von $\pm 59\%$ und der STABW der P-Gehalte der Trockensubstanz von $\pm 46\%$ nach Formel 20), als auch die der berechneten P-Diffusionsraten ($\pm 120,5\%$) berücksichtigt. Die Abweichung der Teilbilanz liegt nach Subtraktion beider Bilanzkomponenten (Formel 21) bei $\pm 70,4\%$ und belegt eine hohe Unsicherheit der Teilbilanzergebnisse.

Aufgrund der Vorgehensweise sind die mittleren monatlichen P Sedimentations- und P Diffusionsraten vom Anteil der überstauten Fläche abhängig. Dies führt zur Ausbildung einer ausgeprägten Saisonalität im Jahr 2001 (Abbildung 73). Dagegen sind die mittleren monatlichen Raten im Jahr 2002 mit Ausnahme von Juni und Juli durchgehend hoch. Maximale mittlere monatliche Sedimentationsraten liegen bei $1,06 \pm 0,79 \text{ kgPha}^{-1}$, maximale monatliche Diffusionsraten bei $-1,03 \pm 1,24 \text{ kgSRPha}^{-1}$.

Die hohen STABW der mittleren monatlichen SRP Diffusionsraten, deren maximale Werte die der Sedimentationsraten übertreffen, veranschaulichen, dass auf der Fläche unter den bereits geschilderten Bedingungen auch mit einer Netto-Freisetzung von P gerechnet werden muss.

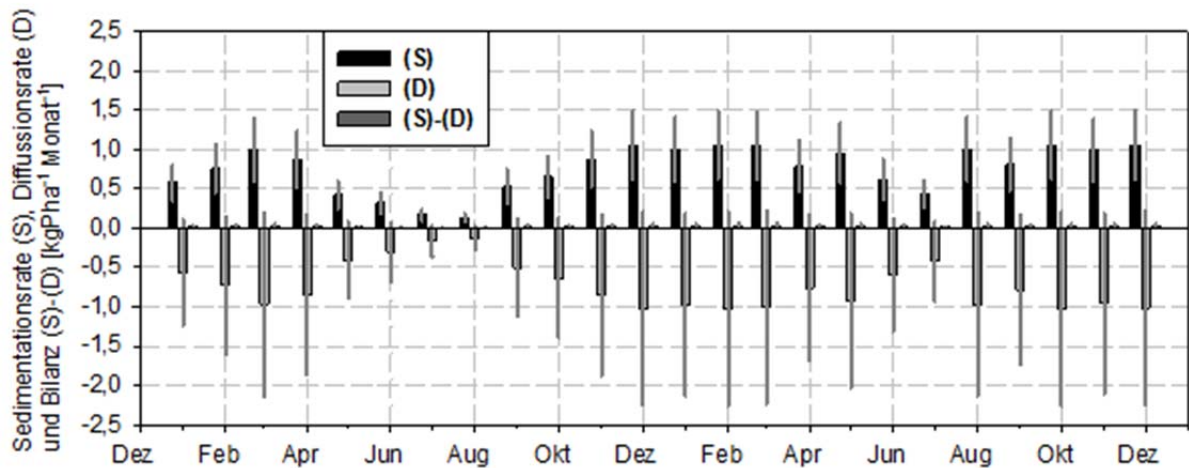


Abbildung 73: Mittlere monatliche P Brutto-Retention (Sedimentation), mittlere monatliche P Brutto Freisetzung (Diffusion) und mittlere monatliche P Netto Retention [kgPha⁻¹m⁻¹] und berechnete Ergebnisunsicherheit (2001-2002).

Die Betrachtung der Mittelwerte und ihrer STABW führt zu einer mittleren monatlichen Retention von P in einem Bereich zwischen $0,004 \pm 0,003$ und $0,034 \pm 0,024 \text{ kgPha}^{-1}$. Die resultierende jährliche mittlere P Retention liegt im Jahr 2001 bei $0,24 \pm 0,17 \text{ kgPha}^{-1}$ und im Jahr 2002, bedingt durch einen stärker ausgeprägten Überstau, bei $0,35 \pm 0,25 \text{ kgPha}^{-1}$.

4.10.2.3 Erstellung monatlicher Phosphor Bilanzen zwischen Grundwasser und Grabenwasser (F_{GR})

Ermittlung monatlicher Transferraten zwischen Grundwasser und Grabenwasser

Die täglichen Transferraten (Anhang C-I) werden aus den Grundwassermodellen entnommen und zu Monatswerten mit der Einheit Liter pro Quadratmeter (Grabensohle) und Monat [$\text{lm}^{-2}\text{m}^{-1}$] aggregiert. Positive Raten beschreiben die Infiltration, negative Raten die Exfiltration von Grundwasser.

Die monatlichen Austauschraten widerspiegeln das unterschiedliche Systemverhalten der beiden Testflächenabschnitte. An TA dominiert der Prozess der Uferfiltration, nur in den Wintermonaten mit Überstaubedingungen bilden sich stagnierende Bedingungen aus. Im Jahr 2001 kommt es zu einer jährlichen Infiltration von $9000 \text{ lm}^{-2}\text{d}^{-1}$, die die von 2002 (erhöhte Grabenwasserstände) um $> 35\%$ übertrifft. Maximale monatliche Infiltrationsraten werden im August 2001 ermittelt ($2300 \text{ lm}^{-2}\text{m}^{-1}$).

An TB überwiegt der Prozess der Exfiltration. Diese erreicht im Jahr 2002 mit $16000 \text{ lm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ähnliche Raten wie im Jahr 2002 mit $15500 \text{ lm}^{-2}\text{d}^{-1}$. Die geringe Abweichung der einzelnen Jahre ergibt sich dadurch, dass sich klimatische Unterschiede weitgehend mit den Unterschieden der Grabenwasserstände aufheben und widerspiegeln die Abhängigkeit der Austauschraten von den klimatischen Bedingungen und den Grabenwasserständen.

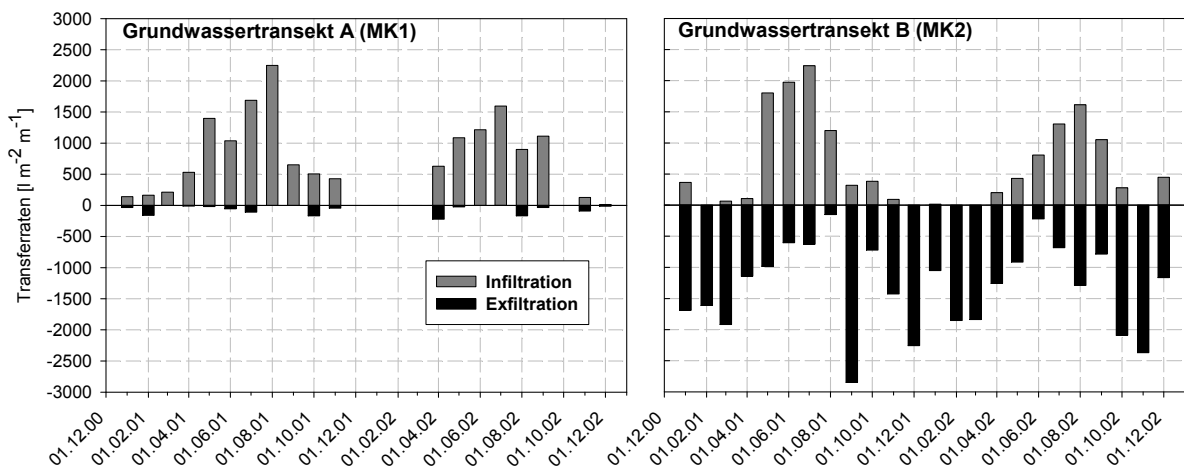


Abbildung 74: Monatliche Austauschraten an TA und TB [$\text{lm}^{-2}\text{m}^{-1}$], (2001-2002).

Maximale monatliche Raten werden für den niederschlagsreichen September 2001 ($2850 \text{ lm}^{-2}\text{m}^{-1}$) ermittelt. In den Sommermonaten bilden sich an TB infiltrierende Bedingungen mit maximalen Raten von $2200 \text{ lm}^{-2}\text{m}^{-1}$ (August 2001) aus. Das gleichzeitige Auftreten von Exfiltration und Uferfiltration widerspiegelt einen häufigen Fließrichtungswechsel.

Ermittlung der SRP Austauschraten

Die täglichen P-Austauschraten (Anhang C-II) an TA sind gering. Die maximale SRP Freisetzung wird mit $21 \text{ mgm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ermittelt. Die Retention von SRP durch Infiltration fällt aufgrund der geringen Grabenwasser SRP Konzentrationen ebenfalls gering aus (Gabriel et al., 2008). Der jährliche Netto Austausch ergibt für das Jahr 2001 eine Retention von $47 \text{ mgSRPm}^{-2}\text{a}^{-1}$ und $40 \text{ mgSRPm}^{-2}\text{a}^{-1}$ für 2002.

An TB kommt es zu einer hohen SRP Freisetzung aus dem exfiltrierenden Grundwasser. Die täglichen mittleren Freisetzungsraten liegen bei maximal $127 \text{ mgSRPm}^{-2}\text{d}^{-1}$ und im Mittel bei $38 \text{ mgSRPm}^{-2}\text{d}^{-1}$. Sie entsprechen der jährlichen Retention von TA. Eine Retention von SRP durch Uferfiltration findet an TB hauptsächlich in den Sommermonaten statt und ist aufgrund der sehr niedrigen SRP Grabenwasser Konzentrationen sehr gering ($5\text{-}11 \text{ mgSRPm}^{-2}\text{d}^{-1}$). Die

jährliche SRP Netto Freisetzung erreicht an TB 6670 $\text{mgPm}^{-2}\text{a}^{-1}$ (2001) und 6490 $\text{mgSRPm}^{-2}\text{a}^{-1}$ (2002).

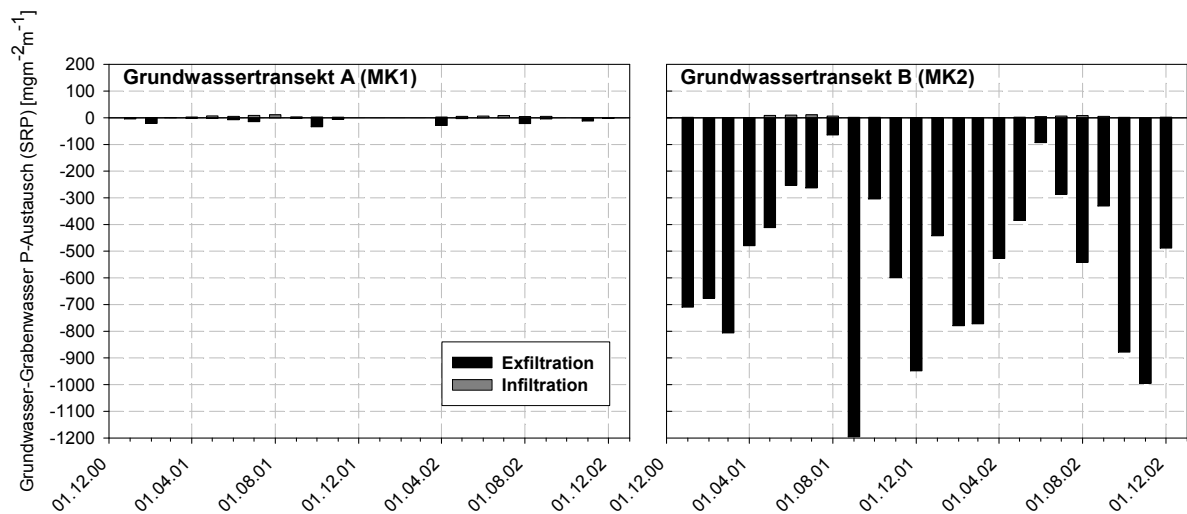


Abbildung 75: Mittlere monatliche SRP-Grundwasser-Grabenwasser Austauschraten an TA und TB [$\text{mgm}^{-2}\text{m}^{-1}$], (2001 bis 2002).

Der Grundwasser-Grabenwasseraustausch hat an TA für die P-Bilanz keine Bedeutung. Allerdings bewirkt die Infiltration eine erhöhte Retention von SRP in der Sediment-Graben Übergangszone (Kapitel 4.7.1.1).

An TB stellt die Freisetzung von P aus dem Grundwasser den dominanten Eintragspfad dar. Es bilden sich hohe monatliche Freisetzungsraten zwischen 79 $\text{mgm}^{-2}\text{m}^{-1}$ im August 2001 und 1576 $\text{mgm}^{-2}\text{m}^{-1}$ im September 2001 aus, die die starke Saisonalität der Exfiltrationsraten wiedergibt.

Die Unsicherheiten der berechneten P-Austauschraten werden für die P Freisetzung (Exfiltration) berechnet. Für die Austauschraten wird eine Ergebnisunsicherheit von $\pm 20\%$ (LaBaugh & Winter, 1984) angenommen. Die Mittelwerte der SRP Konzentrationen in der Übergangszone an TA weisen eine Standardabweichung von $\pm 3,9\%$, die an TB von $\pm 81,5\%$ auf. Unter Verwendung von Formel 20 wird bei der Berechnung der Raten durch Multiplikation eine Ergebnisunsicherheit von 20,4% (TA) und 83,9% an TB errechnet.

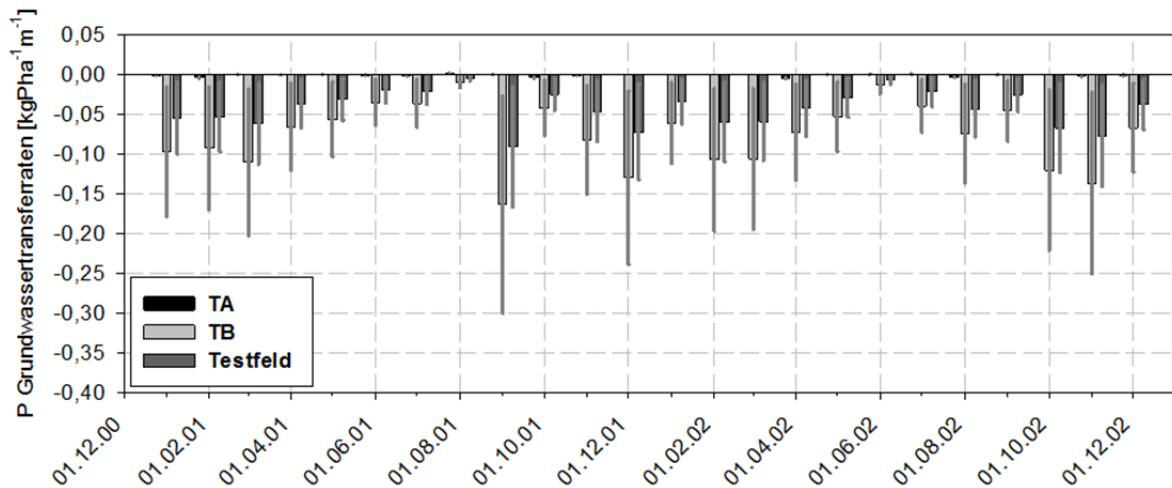


Abbildung 76: Mittlere monatliche SRP Freisetzung und Retention durch den Austausch zwischen Grundwasser und Grabenwasser [kgPha⁻¹m⁻¹] sowie berechnete Ergebnisunsicherheiten an TA, TB und am Testfeld (2001-2002).

Stellt man die P Austauschraten als flächenspezifische monatliche Mittelwerte für TA, TB und das Testfeld (flächengewichtet) dar, so zeigt sich eine deutliche monatliche Freisetzung von P auf dem Testfeld, die in Abhängigkeit der Stauhaltung und der hydraulischen Bedingungen zwischen -0,004 und -0,09 kgPha⁻¹m⁻¹ variiert. An TA bilden sich in Abhängigkeit der hydraulischen Situation sowohl Monate mit marginaler Festlegung als auch Freisetzungen von P aus. Dominant sind die monatlichen Austräge von P an TB, die saisonal zwischen 0,01 und 0,16 kgPha⁻¹m⁻¹ liegen.

Ermittlung der Phosphor Sedimentationsraten

Die an Mk1 ermittelten Sedimentationsraten konnten über eine exponentielle negative Korrelation ($r^2=0,99$, $p<0,0008$) an die Durchflüsse gekoppelt und mittels Multiplikation mit mittleren P-Gehalten ($3,3\pm 1,1 \text{ mg g}^{-1} \text{ TS}^{-1}$) in abflussabhängige P-Sedimentationsraten umgerechnet werden. Die minimalen täglichen Sedimentationsraten liegen bei $0,18 \text{ gTS m}^{-2}\text{d}^{-1}$ und steigen auf maximale Raten von $24,20 \text{ gTSm}^{-2}\text{d}^{-1}$ an (Anhang C-III). Mittlere tägliche Raten liegen bei $7,46 \text{ gTSm}^{-2}\text{d}^{-1} \pm 4,54 \text{ gTSm}^{-2}\text{d}^{-1}$. Kozerski & Leuschner, 1998 ermitteln in einem Spreeseitenarm bei vergleichbaren Fließgeschwindigkeiten von 3 cms^{-1} bis 5 cms^{-1} abnehmende Sedimentationsraten zwischen $30 \text{ gTSm}^{-2}\text{d}^{-1}$ und $10 \text{ gTSm}^{-2}\text{d}^{-1}$. Für mittlere Raten im Seitenarm und der Spree werden Werte von $11 \text{ gTSm}^{-2}\text{d}^{-1}$ und $1,4 \text{ gTSm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ermittelt (Kozerski, 2001).

Die täglichen P-Sedimentationsraten an Mk1 liegen im Mittel bei $24,58 \text{ mgPm}^{-2}\text{d}^{-1} \pm 15,11 \text{ mgPm}^{-2}\text{d}^{-1}$. Minimalraten von $0,58 \text{ mgPm}^{-2}\text{d}^{-1}$ werden bei Hochwasser ermittelt, Maximalraten von $79,87 \text{ mgPm}^{-2}\text{d}^{-1}$ in den Sommermonaten bei niedrigen Abflüssen. Da für Mk2 keine Messungen vorliegen, wurde unter Annahme vergleichbarer P-Gehalte die Sedimentationsrate aus dem Verhältnis der Sedimentmächtigkeit an Mk1:Mk2 abgeschätzt (Gabriel et al., 2008). Dadurch sind die für Mk2 berechneten Raten um den Faktor 0,33 niedriger als an Mk1 (Abbildung 77).

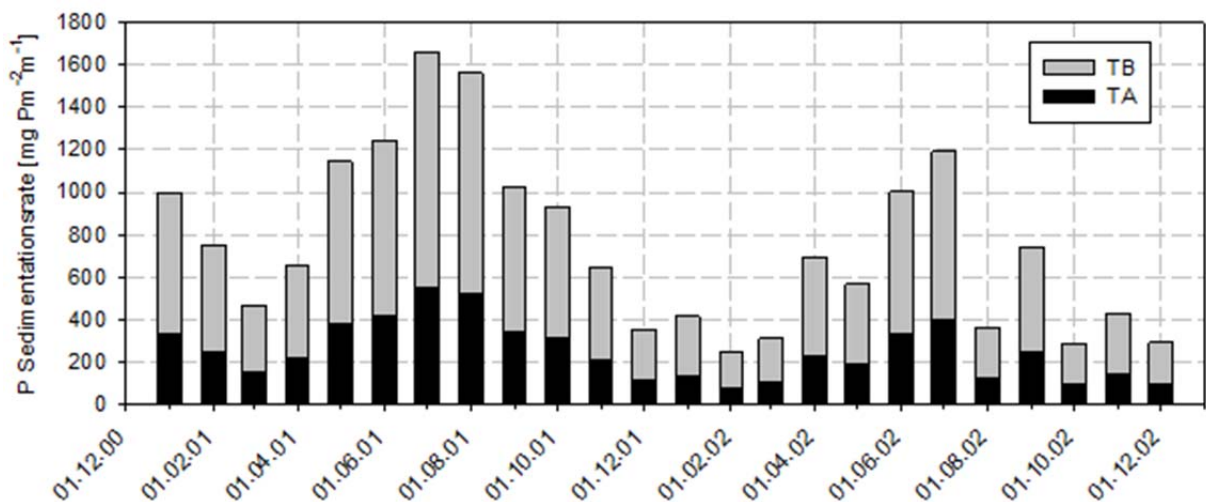


Abbildung 77: Mittlere Monatliche P-Sedimentationsrate an TA und TB [mgm⁻²m⁻¹], (2001 bis 2002).

Die monatlichen P-Sedimentationsraten an Mk1 liegen im Mittel bei $747,60 \text{ mgPm}^{-2}\text{m}^{-1}$. Minimale P-Sedimentationsraten liegen bei $244,99 \text{ mgPm}^{-2}\text{m}^{-1}$ (Februar 2002). Sommerliche Maximalraten erreichen $1656,66 \text{ mgPm}^{-2}\text{m}^{-1}$ (Juli 2001).

Die STABW der P-Gehalte (Mk1) liegt bei $\pm 33,3\%$. Veranschlagt man die Messung der Sedimentationsrate und die Kopplung an die Wasserstände durch eine Korrelation mit einer Unsicherheit von 25% (Erhöht durch Schätzung an Mk2), so ergibt sich nach Multiplikation (Formel 20) eine Ergebnisunsicherheit von $\pm 41,6\%$.

Legt man die Raten auf die bilanzierte Fläche um, lässt sich für TA aus der P Sedimentation eine mittlere monatliche Retention zwischen $0,04$ und $0,28 \text{ kgha}^{-1}\text{m}^{-1}$ (TB um Faktor 0,33 geringer) ermitteln. Die resultierende flächengewichtete Festlegung von P auf dem Testfeld liegt zwischen $0,03$ und $0,17 \text{ kgha}^{-1}\text{m}^{-1}$. Dabei beläuft sich die Unsicherheit der Ergebnisse auf $32,4\%$ (Abbildung 78).

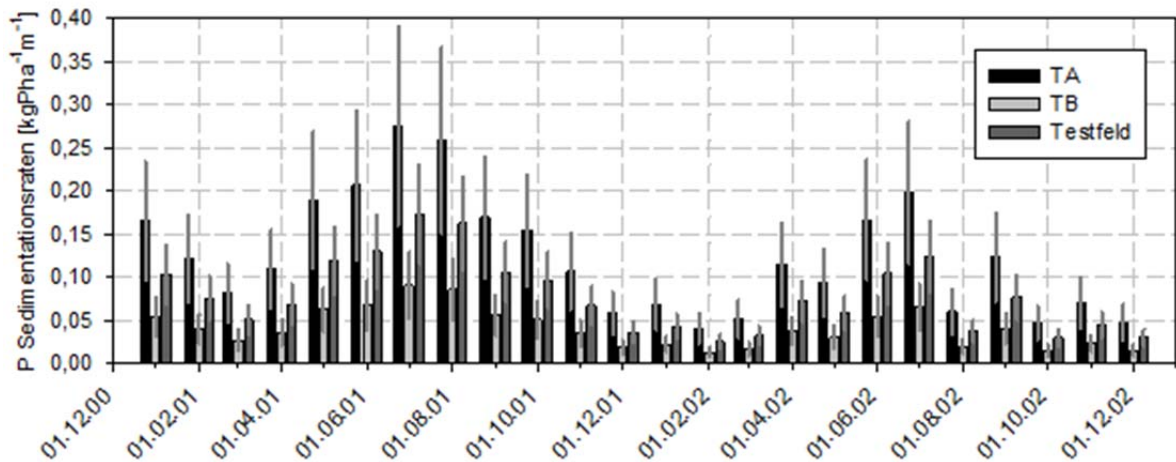


Abbildung 78: Mittlere monatliche P Festlegung durch Sedimentation im Graben [$\text{kgPha}^{-1}\text{m}^{-1}$] und berechnete Ergebnisunsicherheit an TA, TB und Testfeld, (2001-2002).

4.10.3 Ermittlung monatlicher Phosphor Netto Bilanzen für TA, TB und das Testfeld

Die monatlichen P-Netto Bilanzen an TA verdeutlichen die Retention von P. Die flächenspezifischen Retentionsraten von P liegen zwischen $0,07$ und $0,28 \text{ kgPha}^{-1}\text{m}^{-1}$ und werden maßgeblich von der Sedimentation in den Gräben erwirkt. Die Fließgeschwindigkeit der Gräben bewirkt die ausgeprägte Saisonalität der P Retention. Die Ergebnisungenauigkeit der Netto-Bilanz an TA liegt bei 54,2% (Abbildung 79).

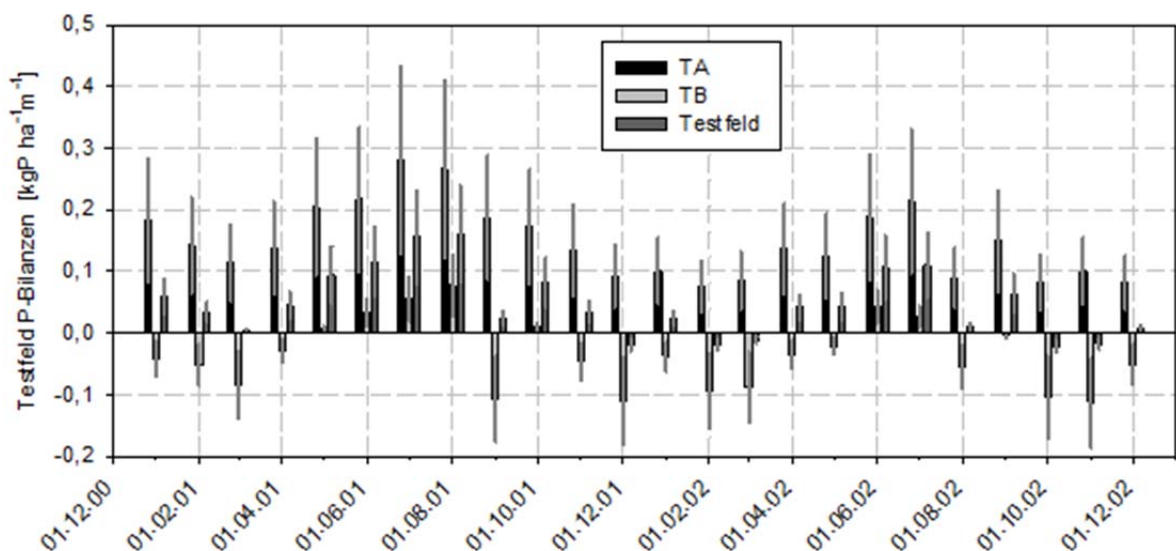


Abbildung 79: Mittlere monatliche P Netto Bilanzen [$\text{kgPha}^{-1}\text{m}^{-1}$] und berechnete Ergebnisunsicherheit an TA, TB und Testfeld, (2001-2002).

An TB wirkt sich die P Sedimentation in den Gräben als Retentionsprozess und die Freisetzung von P durch exfiltrierendes Grundwasser auf die Netto P Bilanz aus. Infolgedessen stellen sich Monate ein, in denen die Festlegung von P dominiert (Sommersituation mit infiltrierenden Bedingungen). Überwiegend kommt es aber zur Ausbildung von Monaten, die durch eine deutliche Freisetzung von P gekennzeichnet sind. Die maximale monatliche P Festlegung an TB wird im August 2001 mit $0,08 \text{ kg ha}^{-1} \text{ m}^{-1}$ ermittelt. Die maximale monatliche P Freisetzung liegt bei $-0,11 \text{ kg ha}^{-1} \text{ m}^{-1}$ und tritt sowohl im niederschlagsreichen September 2001 als auch Dezember 2001 und 2002 sowie im Oktober 2002 auf. Die Ergebnisunsicherheiten der P Netto Bilanz an TB belaufen sich auf 64,3%.

Aus der P Netto Bilanz von TA und TB wird die flächengewichtete Netto Bilanz des Testfeldabschnittes berechnet. Diese weist eine Unsicherheit von 48,5% auf. In der Regel kommt es durch die erhöhte Retention an TA auf dem Testfeld zu einer Festlegung von P zwischen $0,004$ und $0,16 \text{ kg ha}^{-1} \text{ m}^{-1}$. In den Wintermonaten bei abnehmender P Sedimentation und zunehmender Exfiltration von Grundwasser sinkt die Retention auf Raten $<0,05 \text{ kg ha}^{-1} \text{ m}^{-1}$ ab. In diesem Zeitraum stellen sich ebenfalls Monate ein, in denen es auf dem Testfeld zu einer Freisetzung von P in einer Größenordnung von $-0,01$ bis $-0,02 \text{ kg ha}^{-1} \text{ m}^{-1}$ kommt.

4.10.4 Ermittlung monatlicher Phosphor Netto Bilanzen im Polder

Die an TA und TB ermittelten monatlichen P Netto Bilanzen weisen hohe Ergebnisunsicherheiten auf. Diese sind auf die Kopplung von Modellanwendungen, die Berechnung von Prozessraten und auf Messungen basierende Mittelwerte zurückzuführen, von denen jede Komponente einer Unsicherheit unterliegt, die sich bei jedem neuen Berechnungsschritt fortführt. Die Ergebnisunsicherheiten werden für TA und TB ausgewiesen. Sie ergeben $\pm 54,2\%$ an TA und $\pm 64,3\%$ an TB.

Eine flächengewichtete Übertragung der mittleren monatlichen Bilanzierungsergebnisse des Testfeldes und ein Vergleich mit den gemessenen TP Konzentrationen und Polder-Teilfrachten an Mk1 zeigen dennoch, dass die Saisonalität des Polders und seine Wirkung als P Quelle und P Senke abgebildet werden kann.

In den Monaten erhöhter P Retention bilden sich die geringsten mittleren TP Konzentrationen und TP Frachten aus. Ein deutlicher Anstieg der Frachten und Konzentrationen setzt dagegen ein, wenn der Polder aufgrund zunehmender Grundwasser P Exfiltration als Phosphor Quelle wirkt. Die bilanzierte monatliche Retention des Polders liegt zwischen $0,02$ und $0,08 \text{ kg ha}^{-1} \text{ m}^{-1}$

¹ und bildet ein deutliches Maximum im trockenen Sommer 2001 aus. Die monatliche Freisetzung variiert zwischen 0,01 und 0,08 kg ha⁻¹ m⁻¹ und zeigt eine maximale Freisetzung in den Wintermonaten und im regenreichen September 2001 (Abbildung 80).

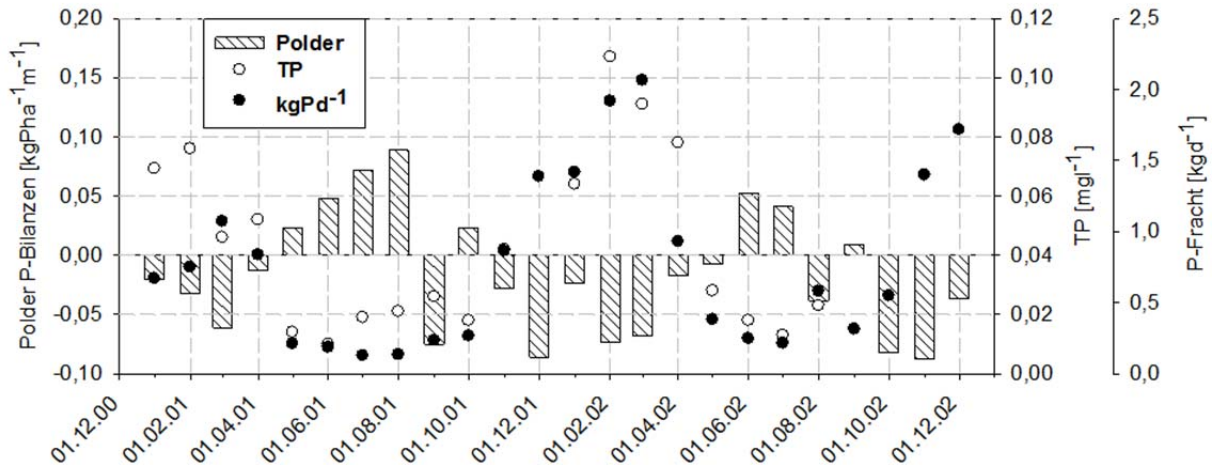


Abbildung 80: Bilanzierte mittlere monatliche P Festlegung und P Retention im Sommerpolder Nord sowie mittlere monatliche TP Konzentrationen und monatspezifische TP Tagesfrachten an Mk1, (2001-2002).

4.10.5 Ermittlung jährlicher Phosphor Netto Bilanzen an TA und TB

Anhand jährlicher Phosphor Bilanzen werden die Auswirkungen der Phosphor Transportpfade auf die P Lager (Boden, Grundwasser, Sediment und Grabenwasser) dargestellt, ihre Relevanz abgeschätzt und Maßnahmen diskutiert, die eine Minderung von Phosphor Strömen bewirken können. Die P Lager Sediment und Boden werden aus Messergebnissen abgeschätzt.

Phosphor Fluxe im Niedermoorboden

Die P-Freisetzung und Retention ist neben den ermittelten P-Strömen von weiteren Einflussfaktoren abhängig. Dazu gehört die atmosphärische Deposition, die mit 0,3 kg Pha⁻¹ a⁻¹ in die Bilanz eingeht und einen Anteil zwischen 3-4% am P Input ausmacht. Ein weiterer Faktor, der an TB zum Tragen kommt, ist die Zufuhr von P durch Düngung sowie die Entnahme von P durch zweifache Mahd. Bei einem extensiv bewirtschafteten Grasland kann man davon ausgehen, dass die P Zufuhr durch Dünger näherungsweise der Entnahme entspricht. Daher wird dieser Anteil nicht weiter betrachtet.

An TA finden die höchsten P Einträge in die Böden durch die Sedimentation aus dem Überstauwasser (96-97% der Einträge) statt und machen $7,4 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2001) bzw. $10,8 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2002) aus. Diese gleichen sich mit den hohen P Austrägen aus der Diffusion (83-91%) mit Freisetzungsraten von $7,1 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2001) und $10,5 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2002) annähernd aus. Grundsätzlich bewirkt das Zusammenspiel beider Prozesse eine Verlagerung von P aus den tieferen Bodenhorizonten in die Übergangszone sowie eine potenzielle Verschiebung zwischen der PP Fraktion hin zur SRP Fraktion im Überstauwasser.

Die Versickerung verlagert Boden P in das Grundwasser und weist stark schwankende Raten von $0,7 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2001) und $2,1 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2002) auf, was auf der Verlustseite Anteile zwischen 9% und 17% ausmacht. In Summe ergibt sich an TA ein Verlust von P aus der Bodenmatrix, der mit Raten von $0,1$ bis $1,5 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ einen großen Schwankungsbereich aufzeigt. Der Verlust von $1,5 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ im Jahr 2002 macht im Verhältnis zu dem aus Messungen abgeschätzten P Lager der Böden (Tabelle 16:) einen Anteil von nur 0,03% aus.

Eine mittelfristige Aushagerung von P ist unter diesen Bedingungen nicht zu erwarten. Die Verluste von P aus dem Boden durch das Sickerwasser führen dennoch zu einer starken Belastung des grabenfernen Grundwassers.

Tabelle 16: Phosphor Ströme in den Böden [$\text{kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$] an TA und TB für 2001 und 2002.

Bilanzkomponente	TA 2001		TA 2002		TB 2001		TB 2002	
	[kg ha^{-1}]	[%]	[kg ha^{-1}]	[%]	[kg ha^{-1}]	[%]	[kg ha^{-1}]	[%]
EIN								
SEDIMENTATION _{Überstau}	7,4	96,1	10,8	97,3	-		-	
ATMOSP. DEPOSITION	0,3	3,9	0,3	2,7	0,3	100	0,3	100
Gesamt	7,7	100	11,1	100	0,3	100	0,3	100
AUS								
DIFFUSION _{Überstau}	7,1	91,0	10,5	83,3	-		-	
VERSICKERUNG	0,7	9,0	2,1	16,7	0,3	100	0,5	100
Gesamt	7,8	100	12,6	100	0,3	100	0,5	100
Total								
P SPEICHER	5775	100	5775	100	4400	100	4400	100
SPEICHERÄNDERUNG (ΔP)	-0,1	(-0,002)	-1,5	(-0,03)	0	0	-0,2	(-0,005)

An TB wird die P Bilanz des Bodens durch die atmosphärische Deposition und die Versickerung bestimmt. Letztere fällt deutlich geringer aus als an TA und liegt in der

Größenordnung der Zugewinne durch die atmosphärische Deposition. Insgesamt stellen sich so an TB geringe P Verluste zwischen 0 und $0,2\text{kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ ein, was zu einem jährlichen Verlust des P Speichers der Niedermoorböden von etwa 0,005% führt.

Die Höhe der P Sedimentationsraten sowie der SRP Freisetzung über Diffusion beschreibt die dominanten P Ströme zwischen Boden und Überstauwasser an TA. Managementmaßnahmen zur Minderung von P Austrägen oder der Erhöhung der P Retention müssen somit auf eine Erhöhung der P-Sedimentationsrate und eine Vermeidung hoher P Freisetzungen aus dem Porenwasser abzielen. Ergebnisse aus den Porenwasseruntersuchungen (Kapitel 4.5.2) belegen, dass sich Vermeidungsstrategien insbesondere auf stärker degradierte Böden konzentrieren müssen, da hier mit deutlich erhöhten SRP Austrägen zu rechnen ist. Grundsätzlich muss durch eine Regulierung der Grundwasserstände nahe der Geländeoberfläche eine weitere Degradierung der Böden vermieden werden. Des Weiteren wäre es ratsam durch gezielte und nicht durch traditionell abgeleitete Wehrstellungen einen optimierten Austausch zwischen Grabenwasser und Überstauwasser zu erreichen, der eine maximale Sedimentation und oxische Bedingungen gewährleistet. Weitere Möglichkeiten, die in der Literatur diskutiert werden, sind der Abtrag der obersten stark degradierten Bodenschicht (Gelbrecht et al, 2009 DWA) oder der Einsatz von Fällmittel. In diesem Fall könnte ein ökologisch zu begründender Einsatz von Kalkmilch ($\text{Ca}(\text{OH})_2$), die häufig in Seen verwendet wird (Koschel, 1990;-Dittrich et al., 1995), die Fällung von Phosphor erhöhen und die Rücklösung aus dem redoxsensitiven BD-SRP durch Verschiebung zur HCl-SRP Fraktion (Ca-P) mindern.

Phosphor Fluxe im Grundwasser

Die Grundwasseruntersuchungen (Kapitel 4.8.2) und die Transportabschätzungen mit MT3D (Kapitel 4.9.2) weisen zwei differenzierte Grundwasserbereiche aus, die unterschiedlichen P-Fluxen unterliegen. Dabei handelt es sich um das grabennahe vom horizontalen Transport dominierte Grundwasser der hyporheischen Zone (hauptsächlich TA) und das grabenferne Flächengrundwasser, das vom vertikalen P Transport dominiert wird. Diese Differenzierung wird in der Darstellung der Phosphor Ströme im Grundwasser in Tabelle 17: berücksichtigt. Vereinfachend wird im Fall der hyporheischen Zone an TA ein Einfluss der Versickerung, der sich bei Überstaubedingungen einstellt, vernachlässigt. An TB, das hauptsächlich exfiltrierenden Bedingungen unterliegt, wird die grabennahe Zone sowohl von infiltrierendem als auch von exfiltrierendem Sickerwasser durchströmt. Der P Strom $\text{INFILTRATION}_{\text{Hypor.}}$

Zone beschreibt das Produkt aus infiltrierendem Grabenwasser und dem aus den Stoffumsatzprozessen im Grabensediment mobilisiertem SRP, der in den grabennahen Grundwasserleiter weitertransportiert wird. Bei EXFILTRATION_{Hypor. Zone} wird der P Strom aus dem grabenfernen in das grabennahe Grundwasser dargestellt.

Tabelle 17: Phosphor Ströme im Grundwasser [kg ha⁻¹ a⁻¹] an TA und TB für 2001 und 2002.

Bilanzkomponente	TA 2001		TA 2002		TB 2001		TB 2002	
	[kg ha ⁻¹]	[%]	[kg ha ⁻¹]	[%]	[kg ha ⁻¹]	[%]	[kg ha ⁻¹]	[%]
EIN								
VERSICKERUNG	0,7	38,9	2,1	58,3	0,3	75	0,5	71,4
INFILTRATION _{Hypor. Zone}	1,1	61,1	1,5	41,7	0,1	25	0,2	28,6
Gesamt (Grabenfern)	0,7	100	2,1		0,3	100	0,5	100
Gesamt (hypor. Zone)	1,1		1,5		0,1		0,2	
AUS								
EXFILTRATION _{Hypor. Zone}	0,1	100	0,1	100	0,1	100	0,5	100
Gesamt	0,1	100	0,1	100	0,1	100	0,5	100
Total								
SPEICHERÄNDERUNG	0,6	-	1,4	-	0,2	-	0,3	-
(ΔP)	1,0		2,0		0,0			

Die Phosphor Fluxe belegen eine starke Belastung des grabennahen und des grabenfernen Grundwassers, die an TA deutlich stärker ausfällt als an TB. An TA stellen sich aus den potenziellen P Quellen (Sedimente und Böden) erhebliche P Belastungen im Grundwasserkörper ein. Diese werden durch die extreme Mobilisierung von SRP aus den Grabensedimenten und durch eine hohe Sickerwasserrate und Phosphor Mobilität auf der Fläche verursacht. An TA können Wasserstands regulierende Maßnahmen zu einer erheblichen Minderung der Grundwasserbelastung führen. Dazu gehört die Einstellung der Grabenwasserstände auf ein Niveau, das einen permanenten Überstau ermöglicht. Die Prozessuntersuchungen (Kapitel 4.8.3 Kapitel 4.5.1.2) zeigen, dass ein häufiger Wechsel aus Trockenfallen und Überstau zu einer massiven Mobilisierung und Verlagerung von SRP aus den Böden führt. Bei anhaltenden Überstaubedingungen findet dagegen nach 2-3 monatiger Äquilibrierungsphase eine permanente Abnahme der SRP Konzentrationen im Grundwasser statt, die auf abnehmende SRP Sickerwasserkonzentrationen zurückzuführen ist und zumindest eine Vermeidung extremer SRP Konzentrationen gewährleistet.

Um eine Mobilisierung von Stoffen aus den Grabensedimenten zu vermeiden, müssen hohe Infiltrationsraten bei hohen Temperaturen und erhöhten Konzentrationen an

Elektronenakzeptoren (insbesondere SO_4) vermieden werden. Die Ergebnisse der Grundwassermodellierung zeigen, dass dies aufgrund der ausgeprägten sommerlichen Wirkung der Evapotranspiration nur durch Überstaumaßnahmen gewährleistet werden kann.

An TB wird das Grundwasser maßgeblich durch den Einfluss der klimatischen Bedingungen auf die Sickerwasserrate beeinflusst. Hier bewirken starke Regenfälle bei niedrigen Grundwasserständen eine verstärkte Auswaschung aus dem langfristig belüfteten Torfkörper. Um diesen Freisetzungsprozess zumindest zu minimieren, müssen die Grundwasserstände bei weiterer Nutzung so hoch wie möglich gehalten werden. Grundsätzlich wären Grundwasserstände auf Höhe der GOK zu empfehlen.

Phosphor Fluxes im Grabensediment

Den wesentlichen P Flux in die Grabensedimente bewirkt die Sedimentation. An TA werden in den Grabensedimenten im Jahr 2001 $1,9 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (96%) und im Jahr 2002 $1,1 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (89%) durch sedimentierendes Material festgelegt. Das infiltrierende Grabenwasser und das exfiltrierende Grundwasser spielen in der P Bilanz der Grabensedimente eine untergeordnete Rolle. Dagegen stellt die Mobilisierung von P aus den Sedimenten und der Weitertransport in die hyporheische Zone an TA mit $1,1 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (2001) und $1,5 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (2002) den wesentlichen Verlust von P aus den Grabensedimenten dar. Die jährlichen P-Bilanzen der Grabensedimente weisen im Jahr 2001 eine Anreicherung ($0,9 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$) und im Jahr 2002 einen Verlust ($-0,3 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$) auf. Dies entspricht einer jährlichen Aufstockung des P Lagers um 0,3%. bzw. einem Verlust von 0,1%.

Neben dem P Flux aus der Sedimentation wird an TB ein erhöhter P Anteil durch Exfiltration aus dem Grundwasser ($\text{EXFILTRATION}_{\text{Hypor. Zone}}$) in das Sediment transportiert. Der P Grundwasser Flux ($0,5 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$) übertrifft 2002 bei erhöhten SRP Konzentrationen sogar den Anteil der Sedimentation. Der wesentliche Verlust aus den Sedimenten von TB findet jedoch ebenfalls durch die weitere Exfiltration des Grundwassers in das Grabenwasser statt.

Die Mobilisierung von P aus den Sedimenten in das Grundwasser fällt deutlich geringer aus als an TA. Insgesamt werden für die Jahre 2001 und 2002 geringe Verluste von $0,2 \text{ kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ aus den Grabensedimenten ermittelt, was einem jährlichen Verlust von 0,1% des P Lagers ausmacht.

Die maßgeblichen Prozesse (Sedimentation und Festlegung) in der Übergangszone, führen zu einer deutlichen Anreicherung von P in den oberflächennahen Bereichen bei einer Abreicherung in den tieferen Sedimentzonen. Grundsätzlich weisen die hohen P-Gehalte auf eine Anreicherung von P in den Grabensedimenten hin. Eine naheliegende Ursache für die berechnete Abnahme des Sediment Phosphors ist eine Unterschätzung der Sedimentation an TB.

Tabelle 18: Phosphor Ströme im Sediment [kg $\text{ha}^{-1}\text{a}^{-1}$] an TA und TB für 2001 und 2002.

Bilanzkomponente	TA 2001		TA 2002		TB 2001		TB 2002	
	[kg ha^{-1}]	[%]	[kg ha^{-1}]	[%]	[kg ha^{-1}]	[%]	[kg ha^{-1}]	[%]
EIN								
EXFILTRATION _{Hypor.Zone}	0,1	3,5	0,1	10,5	0,1	18,2	0,5	53,5
INFILTRATION _{OW}	0,01	0,5	0,01	0,8	0,01	0,1	0,01	0,1
SEDIMENTATION _{OW}	1,9	96,0	1,1	88,7	0,6	81,7	0,4	46,4
Gesamt	2,0	100	1,2	100	0,8	100	0,9	100
AUS								
EXFILTRATION _{OW}	0,0	0,9	0,0	0,7	0,9	92,8	0,9	83,3
INFILTRATION _{Hypor. Zone}	1,1	99,1	1,5	99,3	0,1	7,2	0,2	16,7
Gesamt	1,1	100	1,5	100	1,0	100	1,1	100
Total								
P SPEICHER	275	100	276	100	165	100	165	100
SPEICHERÄNDERUNG(ΔP)	0,9	(0,3)	-0,3	(-0,1)	-0,2	(-0,1)	-0,2	(-0,1)

Die Vermeidung erhöhter P-Fluxe aus den Sedimenten lässt sich durch eine Abschwächung der P-Mobilität erzielen. Diese wird maßgeblich von den hydraulischen Bedingungen gesteuert. Die Minderung hoher Infiltrationsraten (s.o.) an TA kann einen erhöhten P-Flux aus dem Sediment in das Grundwasser vermeiden. Die Vermeidung hoher Exfiltrationsraten an TB würde dagegen den P-Flux aus den Sedimenten in das Grabenwasser stark reduzieren. Eine Regelung der Austauschvorgänge zwischen Grabenwasser und Grundwasser ist durch die Regulierung der Grabenwasserstände möglich.

Phosphor Fluxe im Grabenwasser

Die wesentlichen P Fluxe zwischen dem Grabensystem und der Niedermoorfläche werden für die Jahre 2001 und 2002 in Tabelle 19: zusammengefasst. Aufgrund des flächigen Auftretens von Sedimentationsprozessen und Diffusion bei Überstau erreichen die angesprochenen Prozesse an TA hohe flächenspezifische Freisetzungs- bzw. Festlegungsraten mit bis zu

10 kg $\text{ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ und dominieren die P Bilanz deutlich. Der Netto Rückhalt von P auf der überstauten Fläche ist dennoch gering, da sich P Sedimentation und P Freisetzung annähernd ausgleichen. Der auf eine Fläche von 2000 m² beschränkte Austausch zwischen dem Grundwasser- und Grabenwassersystem durch Infiltration und Exfiltration ist an TA mit 0,01 kg $\text{Pha}^{-1}\text{a}^{-1}$ oder 0,1% der P-Bilanz zu vernachlässigen.

Die Sedimentation von P in den Gräben wirkt sich trotz eines reduzierten Prozessraumes deutlich auf die flächenspezifische P Bilanz aus und macht zwischen 9% (2002) und 20% (2001) des Gesamtaustrages von P aus dem Grabenwasser aus. Bewertet man die Wirksamkeit des Retentionsmechanismus im Gesamtsystem, so stellt die Sedimentation von P im Grabensystem den wesentlichen Prozess der Festlegung dar (im Mittel der Jahre 2001-2002 = 83%). Der Rückhalt von P durch Sedimentation auf der überstauten Fläche fällt dagegen bei Berücksichtigung der Diffusion von P aus dem Porenwasser mit 17% (im Mittel von 2001-2002) deutlich geringer aus. Allerdings unterliegt auch der Retentionsprozess der P Sedimentation in den Grabensedimenten einer starken Remobilisierung durch biogeochemische Rücklösungsprozesse sowie durch Resuspension, so dass von einer temporären Wirksamkeit der Festlegung ausgegangen werden muss.

Tabelle 19: Phosphor Ströme im Grabenwasser [kg $\text{ha}^{-1}\text{a}^{-1}$] an TA und TB für 2001 und 2002.

Bilanzkomponente	TA 2001		TA 2002		TB 2001		TB 2002	
	[kg ha^{-1}]	[%]	[kg ha^{-1}]	[%]	[kg ha^{-1}]	[%]	[kg ha^{-1}]	[%]
EIN								
DIFFUSION _{Überstau}	7,1	99,9	10,5	99,9	-		-	
EXFILTRATION _{OW}	0,0	0,1	0,0	0,1	0,9	100	0,9	100
Gesamt	7,1	100	10,5	100	0,9	100	0,9	100
AUS								
SEDIMENTATION _{Überstau}	7,4	79,5	10,8	90,7	-		-	
INFILTRATION _{Hypor. Zone}	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,3
SEDIMENTATION _{OW}	1,9	20,4	1,1	9,2	0,6	98,8	0,4	99,7
Gesamt	9,3	100	11,9	100	0,6	100	0,4	100
Total								
SPEICHERÄNDERUNG (ΔP)	-2,2		-1,4		0,3		0,5	

An TB stellt die Exfiltration mit 0,9 kg $\text{Pha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (2001 und 2001) den wesentlichen Eintrag in das Grabenwasser und die Sedimentation mit 0,6 kg $\text{Pha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (2001) bzw. 0,4 kg $\text{Pha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (2002) den entscheidenden Verlust dar.

Berücksichtigt man die Unsicherheiten durch Ermittlung der Fehlerfortpflanzung in allen wesentlichen Bilanzteilen, so wird an TA für das Jahr 2001 bei einer Unsicherheit von $\pm 54,2\%$ im Grabenwasser ein Verlust (=Retention) von $-2,2 \pm 1,2 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ermittelt. Im Jahr 2002 wird ein Verlust von $-1,4 \pm 0,8 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ermittelt. An TB wird dagegen unter Berücksichtigung einer Ergebnisungenauigkeit von $\pm 64,3\%$ eine P-Freisetzung von $0,3 \pm 0,2 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2001) und von $0,5 \pm 0,3 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2002) berechnet.

Die wesentlichen Maßnahmen, zur Stärkung der P Senkenfunktion müssen zunächst auf eine Minderung der P Austräge abzielen. Durch die Eistellung hoher Grabenwasserstände können Austräge über das Grundwasser deutlich reduziert werden. Maßnahmen, die eine erhöhte Sedimentation von P in den Gräben bewirken, erscheinen dagegen nur bei verstärkter Räumung sinnvoll. Grundsätzlich führt eine erhöhte Sedimentation von P zu einer Erhöhung eines redoxsensitiven Phosphor Lagers, dass ein erhöhtes P Freisetzungsrisiko darstellt.

4.10.6 Phosphor Netto Gesamtbilanzen auf Grundlage von Mittelwerten (2001-2002)

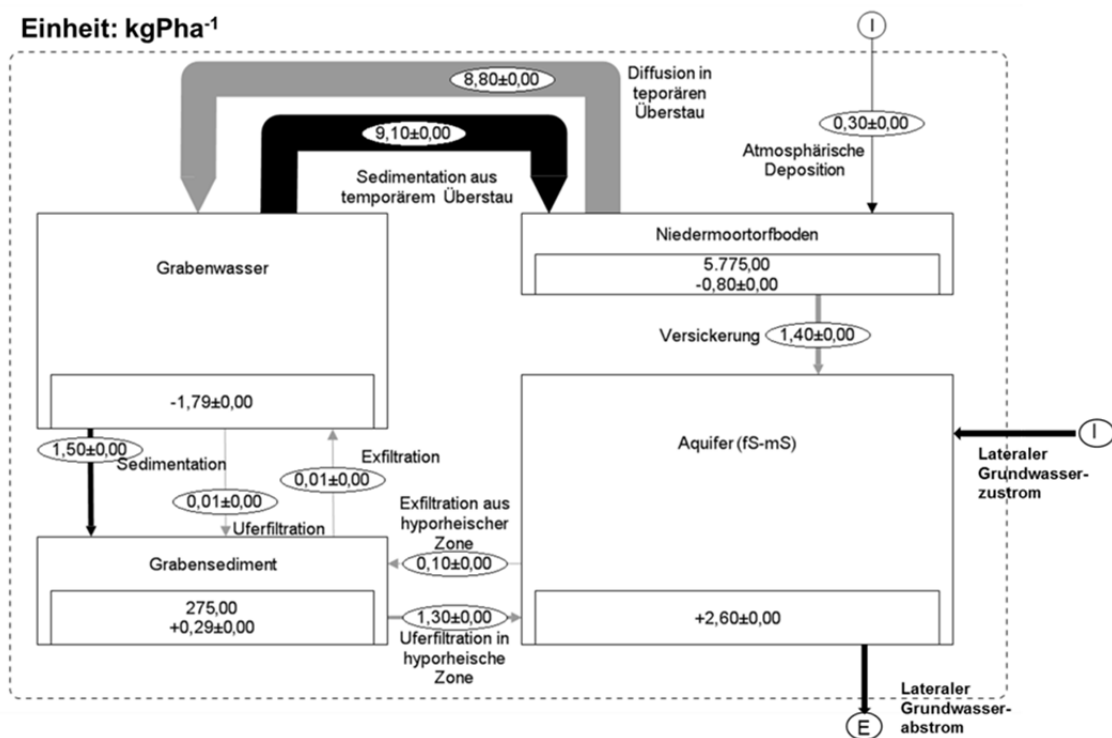
Die graphische Darstellung der Gesamtbilanzen von 2001 und 2002 in *STAN2* mit P Strömen und P Lagern sowie ihrer Veränderung an TA und TB stellt Abbildung 81 dar. Die Ergebnisse verdeutlichen die Wirkung der Fläche TA als P Senke und veranschaulichen deutlich erhöhte P-Fluxe, die weitgehend durch die hohe hydrologische Dynamik bewirkt werden.

Trotz hoher Rückhalte von $1,8 \pm 1,0 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ im Mittel der Jahre 2001-2002 verdeutlichen die P Flüsse ebenfalls ein erhebliches Freisetzungspotenzial, das bei veränderten hydrologischen Bedingungen wirksam werden kann.

TA stellt aufgrund der Lage im Polder einen Bereich maximaler P Retention dar, da am Beginn der überstauten Fläche die hydraulische P Fracht hoch und die Festlegung durch Sedimentation damit sehr effektiv ist. Auf den weiter unterhalb gelegenen überstauten Flächen ist dagegen mit einer abnehmenden P Retention zu rechnen.

An TB bilden sich aufgrund einer geringeren hydrologischen Dynamik geringere P Fluxe aus. Aus den fast permanent exfiltrierenden Bedingungen des Grundwassers bildet sich in den Jahren 2001 bis 2002 eine mittlere P Freisetzung von $0,4 \pm 0,3 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ aus. Die Ergebnisse belegen eine deutliche Freisetzung von P durch einen erhöhten Grundwasser Grabenwasser Austausch.

Einheit: kgPha^{-1}



Einheit: kgPha^{-1}

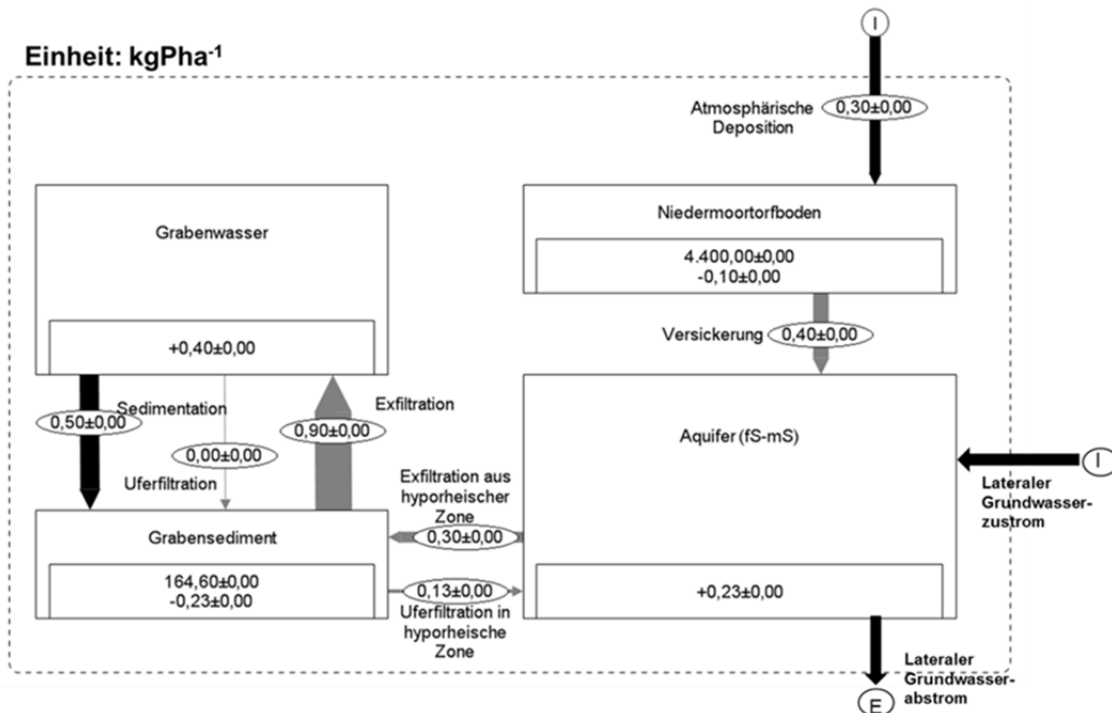


Abbildung 81: Mittlere P Lager und P Ströme an TA und TB [$\text{kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$] der Jahre 2001 bis 2002.

4.10.7 Abschätzung der Phosphor Freisetzung und Festlegung im Polder

Eine direkte Übertragung der Ergebnisse auf den gesamten Polder muss unter den oben getroffenen Einschränkungen zu einer Überschätzung der Retention in den unteren

Polderbereichen führen. Der Vergleich von bilanzierter und gemessener P Retention und Freisetzung führt zu der zu erwartenden Überschätzung.

Tabelle 20: Vergleich zwischen bilanzierten Ergebnissen und der gemessenen jährlichen TP Freisetzung in Staubereichen und im gesamten Polder.

	Gemessene TP Freisetzung (2002) [$\text{kg ha}^{-1} \text{a}^{-1}$]	Bilanzierte TP Freisetzung (2002) [$\text{kg ha}^{-1} \text{a}^{-1}$]	Abweichung [%]
STB. 2104+2103	0,44	0,53 (TB)	20,5
STB. 2102+2101	0,21	0,05 (TA und TB)	-76,2
Polder gesamt	0,30	0,24 (TA und TB)	-20,0

Der Vergleich zeigt eine zufriedenstellende Übereinstimmung der P Freisetzungsraten der höheren Staubereiche (2104+2103) mit der an TB bilanzierten flächenspezifischen P Freisetzungsraten. Diese überschätzt die gemessenen Raten um 20,5%. Vergleicht man die flächenspezifischen Raten des gesamten Polders, ergibt sich eine Unterschätzung der Freisetzung durch den Bilanzierungsansatz von -20,0%. Ein Vergleich der unteren Staubereiche (2102+2101), in denen die überstaute Fläche 1/4 der Gesamtfläche ausmacht, führt zu einer deutlichen Unterschätzung der flächenspezifischen P Freisetzung durch das Bilanzmodell (-76,2%). Die Ergebnisse verdeutlichen die Überschätzung der P-Retention ($1,43 \pm 0,78 \text{ kg Pha}^{-1} \text{a}^{-1}$, 2002), die nicht eine mittlere, sondern die maximale P Retention der überstauten Flächen darstellt. Korrigiert man die bilanzierte maximale flächenspezifische Retention von $1,43 \text{ kg Pha}^{-1} \text{a}^{-1}$ auf $0,85 \text{ kg Pha}^{-1} \text{a}^{-1}$ ergibt sich für den gesamten Polder eine Überschätzung von 9%. In den niedrigeren Staubereichen würde die Abweichung dagegen nur noch -5% ausmachen. Die mittlere P Retention der überstauten Polderflächen in dem Jahr 2002 dürfte demnach in einer Größenordnung von $0,85 \text{ kg Pha}^{-1} \text{a}^{-1}$ liegen und ist damit um 40,6% niedriger als die an TA ermittelte maximale P Retention.

4.11 Prognose der Phosphor Freisetzung und Festlegung bei sinkenden Grabenwasserständen

Für eine Prognose der Auswirkung sinkender Grabenwasserstände auf die Austauschbedingungen zwischen den Flächen und dem Grabensystem wurden zwei Szenarien betrachtet. Im Szenario I werden die Grabenwasserstände um -0,1m abgesenkt. Im Szenario II wird eine Absenkung um -0,3m dargestellt. Alle anderen Eingangsparameter werden in dem Modell beibehalten. Der Betrachtungszeitraum der Szenariountersuchungen ist das von geringen Grabenwasserständen geprägte Jahr 2001.

Bei einer Grabenabsenkung um -0,1m erhöht sich an TB die jährliche Exfiltrationsrate um 30%, gleichzeitig verringert sich die Infiltration um 42%. Bei einer Absenkung der Grabenwasserstände um -0,3m kommt es nur noch vereinzelt zur Ausbildung von infiltrierenden Bedingungen. Die ursprünglichen Infiltrationsraten gehen in Summe um 93% zurück. Dagegen steigt die Exfiltration im Vergleich zum Ist Zustand von 2001 um 79% an.

An TA verschieben sich die Austauschraten ebenfalls deutlich. Schon eine Absenkung um -0,1m bewirkt ein Rückgang der Infiltration um 48%. Dabei steigen die jedoch geringen Exfiltrationsraten um 30% an. Bei einer Wasserstandabsenkung um -0,3m bilden sich an TA keine infiltrierenden Bedingungen mehr aus und die Exfiltration steigt im Vergleich zum Ist-Zustand um 74% (Anhang, D-I).

Die einfachen Szenariobetrachtungen belegen, dass ein Absinken der Grabenwasserstände schon in einem mäßigen Bereich von -0,1m zu erheblich erhöhten Phosphor Austrägen führen würden. Bei einer Absenkung um -0,3m würden die überstauten Bereiche trockenfallen und sich ein System ausbilden, dass den höheren Polderflächen ähnelt, maßgeblich von den Witterungsbedingungen dominiert wird, und die Niederschläge über den Zwischenabfluss schnell in das Grabensystem transportiert.

Abschätzungen einer veränderten Sedimentation in den Gräben unter Nutzung des Korrelationsmodells setzen gleiche wehrstellungsbedingter Abflussbedingungen, die gleiche Sedimentfracht und unveränderte P Gehalte der transportierten Sedimente voraus. Bei einer Grabenabsenkung von -0,1m ergibt sich eine Zunahme der Sedimentation von 75% bei einer Grabenabsenkung von -0,3m von 107%. Die starke Zunahme der Sedimentation verdeutlicht eine zumindest temporäre Minderung des wachsenden Eutrophierungsrisikos durch erhöhte P Grundwasser Emissionen (Anhang, D-II).

Auch wenn mit abnehmenden Wasserständen die P Retention durch Sedimentation in den Gräben weiter erhöht werden kann, so kommt es doch zu einer bemerkenswerten Frachterhöhung von P in das Grabensystem, die teilweise oder vollständig in das Grabensediment eingelagert wird. Dies hätte eine weitere erhebliche Anreicherung der Sedimente mit hohen Anteilen an leicht verfügbaren BD-SRP zufolge. Bei gleichzeitiger Abnahme der Fließgeschwindigkeiten und zunehmender Potamalisierung des Grabensystems wäre mit einer erheblichen P Freisetzung aus den Sedimenten zu rechnen, wie sie von Kieckbusch and Schrautzer, 2007 beschrieben wird.

Im Polder würde die vorliegende Differenzierung in Flächen erhöhter P Freisetzung und Flächen erhöhter P Retention verloren gehen und sich das Flächenverhältnis deutlich zugunsten der Flächen mit Phosphor Freisetzung verschieben. Infolgedessen müsste mit deutlich steigenden P Frachten aber auch TP und SRP Konzentrationen im Polder sowie einem erhöhten Weitertransport über das Poldergebiet hinaus gerechnet werden.

Überträgt man die Ergebnisse auf vergleichbare Teile des Spreewaldes, so muss man davon ausgehen, dass eine Absenkung der Wasserstände zu deutlich erhöhten P Frachten aber auch zunehmenden TP und SRP Konzentrationen führen kann und damit eine Verschiebung der Funktion des Spreewaldes hin zu einer P Quelle bewirkt wird.

5. Schlussfolgerungen

Die ermittelte Phosphor Mobilität auf dem Testfeld ist nahezu vollständig von den hydrologischen Bedingungen abhängig. Es konnte gezeigt werden, dass sie einen dominanten Einfluss auf:

- i. die Zusammensetzung der potentiellen Phosphor Quellen (Niedermoorböden und Grabensedimente),
- ii. die Phosphor Mobilisierungsprozesse und Retentionsprozesse sowie
- iii. den vertikalen und horizontalen Phosphor-Transport

ausüben.

Die Untersuchungen der wesentlichen Phosphor Umsatzprozesse, die Erstellung von Prozessraten und Transportraten zwischen der Fläche und dem Grabensystem sowie zwischen der Fläche und dem Grundwassersystem ermöglicht eine detaillierte Darstellung und Bewertung der Phosphor Fluxes auf dem Testfeld.

Es konnte gezeigt werden, dass eine eindeutige Abhängigkeit der Wirkung als P Senke oder P Quelle von den hydrologischen Bedingungen vorliegt.

Die Poldergräben des Spreewaldes unterliegen einer ausgeprägten Sommer- und Winterstauhaltung, die zur Ausprägung saisonaler Phosphor Konzentrationsverläufe und Frachten führt. Da der Spreewald auch in den folgenden Dekaden von stark wechselnden Abflussbedingungen betroffen sein wird, stellt die Polderregion mit ausgeprägten saisonalen Stauzielen ein ausgezeichnetes Untersuchungsgebiet dar, die Auswirkungen verschiedener hydrologischer Bedingungen auf die Phosphor-Freisetzung und –Festlegung zu untersuchen.

5.1 Hydrologische Bedingungen

Die untersuchten Transekte des Testfeldes unterscheiden sich durch eine differenzierte Nutzung und eine unterschiedliche Hydrologie wesentlich voneinander.

Auf dem niedrigen Testfeldabschnitt TA bilden sich:

- i. temporäre Überflutungen aus, die maßgeblich durch die Stauhaltung im Polder vorgegeben werden (November bis April),
- ii. sinkende Grundwasserstände (Trockenfallen und Belüftung der Böden) bei niedrigen Stauzielen und zunehmender Evapotranspiration (Mai bis Oktober) aus.

Aufgrund einer eingeschränkten seitlichen Wirksamkeit der Gräben und einer hohen Evapotranspiration stellen sich in der Flächenmitte sommerliche Grundwasserstände von bis zu 0,35m unter Flur ein.

Die saisonal unterschiedlichen Graben- und Grundwasserstände bewirken einen Wechsel der hydraulischen Bedingungen und führen zu:

- i. stagnierenden Bedingungen bei Überflutung der Fläche,
- ii. infiltrierenden Bedingungen bei sinkenden Grundwasserständen.

In Folge der hohen Dynamik der Wasserstände und der klimatischen Bedingungen bildet sich eine Hydrologie aus, die der von Feuchtgebieten ähnelt. Diese ist bei periodisch auftretenden Überflutungen durch vertikale Strömungsbedingungen mit hohen Sickerwasserraten und bei sinkenden Grundwasserständen verstärkt durch eine horizontale Durchströmung, mit zunehmender Uferfiltration charakterisiert. Grabenwasserstände und Evapotranspiration wirken sich dominant auf den Wasserhaushalt aus.

- i. Auf den höher gelegenen Testfeldabschnitt TB bilden sich:
- ii. aufgrund einer positiven Klimatischen Wasserbilanz hohe Grundwasserstände (November bis April),
- iii. sinkende Grundwasserstände in den Sommermonaten, bei stark negativer Klimatischer Wasserbilanz aus.

Der Anstieg der Grundwasserstände übersteigt zwischen November und April den Anstieg der Grabenwasserstände und führt zu einer Erhöhung des hydraulischen Gradienten. Im Sommer bewirkt die hohe Evapotranspiration ein Absinken der Grundwasserstände unter die Grabenwasserstände. Dies führt zu:

- i. lang anhaltenden Phasen mit exfiltrierenden Bedingungen (Wintermonate),
- ii. der Ausbildung von Infiltrierenden Bedingungen (Sommermonate).

Die Ausprägungen der hydraulischen Phasen sind stark von den klimatischen Bedingungen abhängig.

Die Hydrologie des höher gelegenen Testfeldabschnittes TB charakterisiert die Binnenentwässerung durch Gräben, die auf eine Absenkung der Grundwasserstände und landwirtschaftliche Nutzbarkeit (extensive Graslandnutzung) abzielt. Da die Fläche bei Normalbedingungen keiner Überflutung unterliegt, ergibt sich der vertikale Transport ausschließlich aus den Niederschlägen. Damit bleibt die Versickerung in diesem Zeitraum auf starke Niederschläge begrenzt. Es bildet sich ein durch horizontalen Transport charakterisiertes System aus, das einen schnellen oberflächennahen Abtransport von Niederschlägen in das Grabensystem aufweist.

5.2 Quantifizierung des Austausches zwischen Graben- und Grundwasser

Die hydrologischen Systeme von TA und TB werden durch zweidimensionale Geohydraulische Modelle abgebildet. Aufgrund der komplexen geohydraulischen Bedingungen an TA ist eine Anpassung der Modellstruktur (Überstau) und der Modellparameter (Speicherkoeffizient S_y , sowie eine grundwasserstandabhängige Modifikation der Extinktionstiefe zur Berechnung der Evapotranspiration) nötig, um eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und kalibrierten Grundwasserständen zu erzielen.

Drei Modellvarianten können die komplexen Bedingungen an TA abbilden:

- MOD1 (Überstau), eine fiktive Zellschicht, die über der Geländeoberfläche liegt, wird hinzugefügt,
- MOD2 (Basismodell), repräsentiert Normalbedingungen und wird mit einer grundwasserstandsabhängigen Extinktionstiefe parametrisiert,
- MOD3 (Trockenheit), wie MOD2, bei zusätzlicher Berücksichtigung der abnehmenden Speicherfähigkeit (S_y) der Torfböden bei starkem Austrocknen.

Über den Modellierungszeitraum von zwei Jahren (tägliche Messungen) ergeben sich an TA Modellanpassungen von $R^2=0,88$ (Nash-Sutcliffe-Koeffizient).

An TB werden die Parameter von Variante MOD2 (=MODTB) übertragen und die Leakage Raten der Grabensohle angepasst. Es ergibt sich eine Modellanpassung von $R^2=0,81$, bei leichter Unterschätzung der Grundwasserstände durch das Modell. Diese ist vermutlich auf eine Vernachlässigung eines lateralen Grundwasserzustromes von den höheren Polderregionen zurückzuführen.

Die aufgebauten Modelle bilden die unterschiedlichen hydraulischen Phasen gut ab. Die ermittelten Austauschraten stimmen gut mit Ergebnissen aus multiplen Temperaturmessungen aus späteren Untersuchungen überein.

Die Infiltrationsraten an TA liegen zwischen $0,1$ und $115\text{lm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Sommermaxima). Zwischen Juli 2001 und September 2001 bildet sich eine Phase mit einer hohen mittleren Infiltrationsrate von $68\text{lm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Hauptinfiltrationsphase) aus. Aufgrund einer geringeren Kolmation der Grabensohle und höheren hydraulischen Gradienten werden für TB höhere Austauschraten ermittelt. Maximale Exfiltrationsraten erreichen $200\text{lm}^{-2}\text{d}^{-1}$, maximale Infiltrationsraten liegen bei $150\text{lm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Wintermaxima sowie Maxima bei starken Regenfällen).

5.3 Wasserbilanzen

Die Erstellung von Wasserbilanzen an den Transekten aus Modellergebnissen und die Ergänzung durch wasserstandsbezogene modellexterne Berechnungen des Oberflächenabflusses zwischen Graben und Fläche (TA) führt zu verlässlichen Ergebnissen. Unter Annahme möglicher Bilanzfehler von 20% werden die Wasserbilanzen durch Ausgleichsrechnung in dem Stoffflussmodell *STAN2* an TA geschlossen, wobei jedoch nur eine geringe Anpassung durch die Ausgleichsrechnung nötig ist.

- i. an TA dominiert der Oberflächenabfluss (Überstau) die Wasserbilanz mit 63% der Wasserzugewinne und 60% der Wasserverluste,
- ii. der geohydraulische Austausch zwischen Grabenwasser und Grundwasser beläuft sich auf 7% der Zugewinne aus der Uferfiltration, die Exfiltration ist mit 0,5% der Wasserverluste zu vernachlässigen,
- iii. die klimatischen Bilanzglieder Niederschlag und Evapotranspiration machen 30% der Zugewinne bzw. 38% der Wasserverluste aus.

Die ermittelte jährliche Evapotranspiration liegt zwischen 680mm und 750mm und weist eine Unterschätzung der gemessenen realen Verdunstung von <20% auf. Die naturgetreue Abbildung der Evapotranspiration von Feuchtgebieten und Niederungen stellt eine große Herausforderung an die bestehenden hydrologischen Modelle dar. Die in den Grundwassermodellen integrierten Ansätze zur Berechnung der Evapotranspiration sind in der Regel nicht für die Abbildung der sehr geringen Grundwasserstände und der extremen Transpiration angepasst. Die durch Messungen ermittelte hohe Evapotranspiration der Sommermonate kann in MODFLOW nur unter signifikanter Verschlechterung der Modellanpassung durch unrealistische Extinktionstiefen von zwei bis drei Meter Tiefe abgebildet werden. Bei einer Extinktionstiefe von 0,6m tritt in den Sommermonaten bei guter Modellanpassung eine Unterschätzung der ermittelten realen Verdunstung von >20% auf. Da das Auftreten von Muddeschichten und Hystereseeffekten auf dem Testfeld in den Sommermonaten zu einer deutlichen nicht genau zu quantifizierenden Abnahme der realen Evapotranspiration führen dürfte, wurde die Unsicherheit, die sich im Jahresmittel auf <20% beläuft, in Kauf genommen.

Auf den überstauten Flächen (TA) ergibt sich in Summe ein deutlicher Wasserrückhalt.

- i. an TB dominieren die klimatischen Bilanzglieder Niederschlag mit 85% der Wasserzugewinne und Evapotranspiration mit 67% die Wasserverluste die Wasserbilanz,
- ii. die Exfiltration macht 33% der Wasserverluste, die Infiltration 15% der Wasserzugewinne aus und stellen ebenfalls wichtige Bilanzglieder dar,
- iii. der Oberflächenabfluss durch Überflutung spielt an TB keine Rolle.

Die Wasserbilanz der höheren Polderfläche verdeutlicht die Ausbildung eines stark von den klimatischen Bedingungen gesteuerten hydrologischen Systems in dem es zu einem schnellen Transport der Niederschläge durch den oberflächennahen Abfluss in die Gräben kommt.

Ein Vergleich der Evapotranspiration von TA und TB verdeutlicht, dass an TB eine deutliche Unterschätzung vorliegt. Die Unterschätzung der Evapotranspiration wird bei plausiblen Exfiltrationsraten und Grundwasserständen erst bei einem Vergleich der Wasserbilanzen deutlich. Der Test verschiedener Kalibrierungsvarianten zur Erhöhung der Evapotranspiration führt zu einer mangelhaften Abbildung von Grundwasserständen oder des Austauschverhaltens. Es ist zu vermuten, dass an TB ein unberücksichtigter Speisungszufluss

die Ursache der Unterschätzung darstellt. Dieser dürfte als lateraler Zustrom von den höher gelegenen Poldergebieten ausgebildet sein. Eine Kalibrierung des Modells erfolgte mittels grabennaher Grundwasserstände. Eine korrekte Abbildung der Austauschraten zwischen Grundwasser und Grabenwasser ist trotz Unterschätzung der Evapotranspiration damit weitgehend gesichert.

5.4 Biogeochemische Bedingungen

Die Hydrologie steuert die biogeochemischen Phosphor Umsatzprozesse, die zu einer bedeutenden Mobilisierung von Phosphor in den Böden und den Sedimenten führt. In den Böden kommt es bei steigenden (mit Überstau) und fallenden Grundwasserständen zur Ausbildung stark unterschiedlicher Redox Potenziale und pH-Werte. In den Sedimenten bedingt ein Wechsel der hydraulischen Bedingungen einen Fließrichtungswechsel mit einem Anstrom von oxischem Grabenwasser (bei Infiltration) und anaeroben Grundwasser bei Exfiltration. Der Wechsel der Bedingungen beeinflusst gleichermaßen geochemische wie mikrobielle P Umsetzungsprozesse, die sich auch gegenseitig beeinflussen.

Die Böden auf dem Testfeld sind charakterisiert durch:

- i. mäßig bis mittelstark zersetzte Torfe (H5 bis H7, von Post), die in Halbtorfe (30-70% organische Substanz) und Antorfe (5-30% organische Substanz) unterteilt werden können,
- ii. Halbtorfe dominieren TA und Antorfe TB, was auf eine forcierte Mineralisation der Böden bei niedrigen Grundwasserständen hinweist,
- iii. die Halbtorfe weisen erhöhte P Gehalte, 60% organisch gebundener Phosphor und 10% an leicht verfügbaren BD-SRP auf,
- iv. die Antorfe weisen geringere P Gehalte und erhöhte Anteile an anorganisch gebundenem P (50%) sowie an leicht verfügbaren BD-SRP (15%) auf,
- v. die BD SRP Fraktion ist redoxsensitiv; bei Überstaubedingungen und sinkendem Redoxpotenzial kommt es in den Antorfen zu einer Abnahme von 17% auf 12% (0-10cm), was eine Mobilisierung von SRP in das Porenwasser verdeutlicht,
- vi. die Mobilisierung nimmt mit zunehmender Überstaudauer zu und erreicht Maxima von $>19\text{mg l}^{-1}$ und führt zu hohen SRP Diffusionsfluxen in das Überstauwasser bis zu $12\text{mgSRPm}^{-2}\text{d}^{-1}$,

- vii. der Anstieg des leicht verfügbaren Phosphors in den Antorfen bewirkt eine Erhöhung der P Freisetzung bei Überstau mit der Ausbildung reduzierender Bedingungen,
- viii. in den Halbtorfen werden bei anhaltendem Überstau Porenwasser Konzentrationen zwischen $0,5$ und $1,5\text{mg l}^{-1}$ und geringe Diffusionsfluxe um $1\text{mgSRPm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ermittelt,
- ix. eine deutliche Erhöhung der Porenwasser Konzentrationen und des SRP Diffusionsfluxes wird in den Halbtorfen bei steigenden Temperaturen und Phosphataseaktivitäten ermittelt.

Der Wechsel der hydrologischen und klimatischen Bedingungen bewirkt eine stark saisonale P Umsetzung. Bei sinkenden Grundwasserständen (Oxidation der Böden) zeigen sich in beiden Torfarten steigende Anteile an BD-SRP, die eine verstärkte Festlegung von SRP an frischen Eisen(III)-(Hydr)oxiden anzeigen.

Eine direkte Untersuchung des Porenwassers mit Dialysesamplern ist bei ungesättigten Bedingungen nicht möglich. Untersuchungen nach erneuter Überflutung bilden jedoch das Produkt der Trockenphase ab. Die Porenwasserprofile belegen, dass sich in Abhängigkeit der Intensität der Trockenphasen unterschiedliche Prozesse ausbilden, die eine Freisetzung oder Retention von Phosphor zufolge haben. Dazu gehören in den Halbtorfen:

- i. eine temporäre Retention von SRP bei einer stark erhöhten Sorptionskapazität durch die Oxidation von Pyrit und gleichzeitiger Hemmung der Freisetzung von P aus dem organischen Pool,
- ii. Eine erhöhte Mobilisierung von P durch den Wideranstieg der mikrobiellen Aktivität, bei Abnahme der Sorptionskapazität durch Reduktion von Fe(III),
- iii. Eine stark erhöhte Phosphataseaktivität bei hohen sommerlichen Temperaturen, die in den Halbtorfen zu einer erhöhten Mobilisierung von SRP in das Porenwasser sowie erhöhten Diffusionsfluxen führt.

Die signifikante Korrelation zwischen SRP Diffusionsfluxen und der Phosphataseaktivität weist die Hydrolyse der organischen Substanz als wesentlichen Prozess der Phosphor Mobilisierung in den Halbtorfen aus. Die Retention von Phosphor ist dagegen sowohl in den Halbtorfen, als auch in den Antorfen auf eine Festlegung an frischen Eisen(III)-(Hydr)oxid Präzipitaten, vorwiegend in der Boden Überstauwasser Übergangszone, assoziiert.

Die Zusammensetzung der Grabensedimente wird maßgeblich geprägt durch:

- i. die Sedimentationsbedingungen,
- ii. die hydraulischen Bedingungen.

Infolgedessen bilden sich an den Transekten Sedimente von unterschiedlicher physikalischer und geochemischer Zusammensetzung aus:

- i. an TA hoch organische Lebermudden mit hohen Glühverlusten, die gut mit dem sedimentierendem Material übereinstimmen,
- ii. durch Infiltration von SO_4 haltigen Grabenwasser reichert sich S an,
- iii. an TB geringmächtige Sandmudden mit deutlich erhöhten Fe und P Gehalten in den Übergangsbereichen aus dem Zustrom von anaeroben Grundwasser und der Oxidation von Fe(II) zu Fe(III) und Sorption von SRP.

Die Phosphor Bindungsformen und die Ausrichtung der Phosphataseaktivitäten unterscheiden sich ebenfalls deutlich. Bei einer grundsätzlichen Eisendominanz der P-Bindungsform in den Sedimenten zeigen sich folgende Unterschiede:

- i. erhöhter Anteil an organischem P an TA (20%) gegenüber TB (15%),
- ii. geringerer Anteil BD-SRP an TA (19%) gegenüber TB (26%),
- iii. geringerer Anteil an NaOH SRP an TA (45%) gegenüber TB (50%),
- iv. hoch signifikante negative Korrelation zwischen Phosphataseaktivität und GV sowie TP an TA,
- v. hoch signifikant positive Korrelation zwischen Phosphataseaktivität und GV, Fe sowie TP an TB.

An TB bildet sich ein eng aufeinander abgestimmtes biogeochemisches System aus, dass durch den Fe-P Kreislauf bestimmt wird. Die signifikante Ausrichtung der Phosphataseaktivitäten an Fe, P und der organischen Substanz legt einen direkten Abbau von Eisen-Humin-P Komplexen durch mikrobielle Aktivitäten nahe. Dabei können beim anaeroben Abbau unter Nutzung von Huminstoffen als Elektronenakzeptoren auch schwer lösliche Eisen(III)oxide reduziert werden, die bei Abwesenheit von Huminstoffen durch Eisen(III)reduzierende Mikroorganismen nicht reduzierbar sind.

An TA kommt es zu einer Entkoppelung des Fe-P Kreislaufes durch den Fe-S Kreislauf. Exponentielle negative Korrelationen zwischen P Gehalten und Phosphataseaktivitäten deuten

zudem auf eine mögliche Limitierung von verfügbaren P für den Aufbau von mikrobieller Biomasse hin.

Bei hohen Infiltrationsraten kommt es zu einer signifikanten Mobilisierung von SRP in das Porenwasser und den grabennahen Grundwasserleiter:

- i. an TA sind die mit der Sedimenttiefe steigenden SRP Konzentrationen auf Mineralisationsprozesse zurückzuführen,
- ii. eine an den aeroben Abbau adaptierte Mikroorganismenpopulation nutzt hohe Temperaturen und einen permanenten Zustrom von Elektronenakzeptoren (insbesondere SO_4) für ein erhöhtes Biomassewachstum,
- iii. dies führt zur Ausbildung einer kleinräumig zonierten Redox Sequenz mit einer Zone der Eisenreduktion (0-5cm Tiefe), die von einer Zone der Sulfat Reduktion (5->30cm Tiefe) abgelöst wird,
- iv. an TB weisen Korrelationen im Interstitialwasser auf eine Mobilisierung von BD-SRP hin,
- v. die Reduktion großer Mengen an SO_4 bewirken eine Abnahme des Redox Potentials und führt zur Reduktion von Fe(III) zu Fe(II) bei Freisetzung von SRP in das Porenwasser,
- vi. im Falle der Infiltration stellen die Höhe der SO_4 Konzentrationen im Grabenwasser, die Temperaturen und die Höhe der Flussraten die wesentlichen Beschleuniger der Phosphor Umsatzprozesse in den Grabensedimenten dar,
- vii. bei geringerer Infiltrationsrate, niedrigen Temperaturen und SO_4 Konzentrationen erfolgt nur eine geringe Mobilisierung von SRP in das Interstitialwasser.

Bei stagnierenden Bedingungen (TA) und Exfiltration (TB) werden an den Transekten jeweils dieselben Mobilisierungsprozesse relevant:

- i. an TA findet eine Mobilisierung aus dem organischen P Pool durch Mineralisation und Hydrolyse statt,
- ii. an TB ist die P-Mobilität eindeutig mit dem Fe-P Kreislauf assoziiert,
- iii. exfiltrierende Bedingungen bewirken eine Verschiebung der Redox Übergangszone in das Grabenwasser hinein, was zu erhöhten SRP Emission aus den Sedimenten führt.

Die unterschiedliche Sedimentzusammensetzung an TA und TB wirkt sich eindeutig auf die P Mobilisierungsprozesse aus. Die unterschiedlichen hydraulischen Bedingungen bewirken eine differenzierte P-Freisetzung aus den Sedimenten.

5.5 Einfluss des Stofftransportes auf die Grundwassergüte

Unter Verwendung der Clusteranalyse kann die Grundwassergüte des Testfeldes in drei Klassen unterteilt werden:

- i. grabennahes von infiltrierenden Bedingungen beeinflusstes Grundwasser (TA, kurzzeitig TB),
- ii. grabenfernes von hohen Versickerungsraten beeinflusstes Grundwasser (TA),
- iii. grabennahes und grabenfernes Grundwasser an TB, das durch exfiltrierende Bedingungen geprägt ist.

Die Grundwassergüte wird von den kleinräumig ausgeprägten hydrologischen Bedingungen bestimmt. Die SRP Konzentrationsgänge weisen saisonale Verläufe (ii.) oder eine sprunghafte Erhöhung (i.) und (iii.) auf. Der Wechsel von Überstau und Trockenfallen bewirkt die Saisonalität der SRP Konzentrationen im grabenfernen Grundwasser (TA). Im grabennahen Grundwasser (i.) bewirkt die Hauptinfiltrationsphase eine hohe Mobilisierung von SRP in den Grabensedimenten sowie einen Durchbruch der SRP Konzentrationen (Anstieg von 0,01 auf 1,26mg/l⁻¹) in das Grundwasser. An TB führen lang anhaltende intensive Regenfälle zu einem sprunghaften Anstieg der SRP Konzentrationen auf 0,2mg/l⁻¹.

Die wesentlichen Phosphor Transportprozesse können durch eine einfache Stofftransportmodellierung mit MT3D weitgehend abgebildet werden. Der horizontale Stofftransport und seine horizontale Wirksamkeit werden im grabennahen Grundwasser ermittelt - die Saisonalität der SRP Konzentrationen im grabenfernen Grundwasser kann durch die Berechnung von phasenspezifischen Sickerwasserraten und SRP Sickerwasser Konzentrationen dargestellt werden:

- i. mittels MT3D kann der horizontale Stofftransport zwischen Grundwasser und Grabenwasser (grabennahes Grundwasser) abgebildet werden (Kalibrierung durch den Cl Konzentrationsverlauf),

- ii. der horizontale Transport wird durch Advektion dominiert; Transportprozesse wie Dispersion oder molekulare Diffusion sind ohne Belang,
- iii. die dynamische SRP Konzentrationsentwicklung (exponentieller Anstieg) kann nicht abgebildet werden, da zeitlich variable Konzentrationsrandbedingung in MT3D nicht vorgesehen sind,
- iv. durch die Modellierung des Stofftransportes (bei Hautinfiltrationsphase) kann die Ausbildung der hyporheischen Zone (per Definition: 10 Tage mit mindestens 10% Uferfiltrat) ausgewiesen werden (Mk1: 9,5m und an TB: 4,0m von Grabenkante),
- v. die abflusswirksame Zone bei einer über ein Jahr anhaltenden Exfiltration beträgt an TB 20m (von Grabenkante); eine besonders wirksame Verringerung der Phosphor Austräge ist demnach durch Maßnahmen in diesen ufernahen Bereich zu erwarten,
- vi. bei vertikalen Stofftransport (Kalibrierung mittels Cl Konzentrationsverlauf) wird der advective Transport (berechnet in MODFLOW, MOD1 unterschätzt,
- vii. die Unterschätzung des vertikalen Transportes kann behelfsweise durch Parametrisierung der Dispersion kompensiert werden,
- viii. die SRP Konzentrationsentwicklung im grabenfernen Grundwasser zeigt in den spezifischen hydrologischen Phasen ein lineares Verhalten, was auf eine konstante Freisetzung ohne weitere Umsetzungen auf dem Fließweg hinweist,
- ix. die sprunghaften und kurzfristigen Anstiege der SRP Konzentrationen nach starken Niederschlägen weisen auf die Ausbildung einer scharf begrenzten Stofffront hin, die sich schnell nach unten verlagert,
- x. die ermittelten SRP Sickerwasser Konzentrationen der spezifischen hydrologischen Phasen werden näherungsweise durch ermittelte Mischungsverhältnisse mit MT3D im Grundwasser abgeschätzt und ergeben:
 - a. bei kontinuierlichem Überstau: $0,11\text{mg l}^{-1}$,
 - b. bei Überstau nach Trockenphasen: $0,57\text{mg l}^{-1}$,
 - c. bei starken Regenfällen: Maxima bis $\geq 0,66\text{mg l}^{-1}$.

Auf Grundlage der erzielten Ergebnisse können wesentliche Maßnahmen zur Minderung und Vermeidung von SRP Emissionen in das und aus dem Grundwasser abgeleitet werden.

5.6 Bilanzierung der Phosphor Freisetzung und -Retention

Die Bilanzierung der P-Fluxe in den Übergangszonen weist hohe Ergebnisunsicherheiten auf:

- i. in den einzelnen Bilanzgliedern zwischen 20 und 120%,
- ii. in der Gesamtbilanz an TA $\pm 54\%$, an TB $\pm 64\%$,
- iii. für das gesamte Testfeld 49%.

Die hohen Ergebnisunsicherheiten ergeben sich aus der Kombination verschiedener Modellansätze (z.B. Geohydraulisches Modell, Korrelationsmodell), ermittelter Prozessraten (z.B. SRP Diffusionsfluxe und TP Sedimentationsfluxe) sowie gemessener Parameter (z.B. SRP Porenwasser Konzentrationen auf dem Phasenübergang von Sediment und Grabenwasser). Da häufig nur eine geringe Anzahl der z.T. aufwändig zu ermittelnden Messwerte vorliegen und die Raten teilweise hohen Schwankungen unterliegen, können hohe Standardabweichungen vom Mittelwert auftreten, die in die Bewertung der Unsicherheiten eingehen. Zudem werden für die modellierten Raten Modellunsicherheiten von $\pm 20\%$ geschätzt. Die Berechnung der Unsicherheiten unter Verwendung der Gaußschen Fehlerfortpflanzung (zunächst in den einzelnen Teilbilanzen und dann in den Gesamtbilanzen) führen zu den oben genannten Ergebnisunsicherheiten.

Aus den Phosphor Bilanzen ergeben sich folgende Schlussfolgerungen:

- i. die aus Tageswerten ermittelten monatlichen flächenspezifischen Bilanzen bilden die Funktion der P Senken oder Quellenwirkung in den Teilbilanzen, den Teilflächen TA und TB und nach Übertragung in dem Poldergebiet gut ab,
- ii. der Vergleich der berechneten und gemessenen flächenspezifischen P Freisetzung in zwei Polderabschnitten (2002) weist für den gesamten Polder und für die höher gelegenen Polderflächen Abweichungen im Bereich von $\pm 20\%$ auf,
- iii. hohe Unterschätzungen in den unteren Polderregionen (-76%) verdeutlichen eine deutliche Überschätzung der mittleren P Retention durch die Ergebnisse an TA (die Lage im Rückstaubereich des Wehres und am Anfang der überstauten Flächen weist TA als Fläche maximaler P Retention aus),
- iv. die Verringerung der maximalen P Retention (TA) von $1,4\text{kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ um 41% auf $0,9\text{kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ führt zu einer Abweichung der Polderbilanz um 9% und der niedrigen Polderbereiche um -5%.

- v. Die Abschätzung der flächenspezifischen Phosphorlager (Torfböden und Grabensedimente), die Quantifizierung der P Mobilisierungs- und P Retentionsprozesse sowie der P Fluxe ermöglicht die Ausweisung der wesentlichen potenziellen (Brutto) und tatsächlicher (Netto) P Freisetzung- und Retention:
- vi. eine hohe Brutto-Retention (P-Retentionspotenzial) durch P Sedimentation ($9,1 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ im Mittel von 2001-2002) bietet der Flächenüberstau,
- vii. dieser weist ebenfalls eine hohe Brutto-Freisetzung (P-Freisetzungspotenzial) durch Diffusion von SRP ($8,8 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ im Mittel von 2001-2002) auf,
- viii. die mittlere Netto P Retention auf der überstauten Fläche von $0,3 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ weist hohe Unsicherheiten auf; in Abhängigkeit von Überstaudauer (Antorfen) und Temperatur (Halbtorfen) schwanken die P-Diffusionsraten stark und belegen, dass die P Brutto-Freisetzung saisonal die P Brutto Retention übertreffen kann,
- ix. eine hohe P Retention erfolgt durch die Sedimentation in den Gräben mit einer flächenspezifischen P Freisetzung von $1,8 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (TA) und $0,5 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (TB),
- x. eine erhebliche P Brutto Freisetzung in das Grabenwasser erfolgt über die Exfiltration von Grundwasser mit $0,9 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ von den höher gelegenen Polderflächen,
- xi. eine Netto Bilanzierung zwischen P Sedimentationsraten im Graben und P Grundwasser-Grabenwasser Austauschraten führt zu einer hohen Netto Retention von $1,5 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ an TA und einer Netto Freisetzung an TB von $0,4 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$,
- xii. die Funktion der Teilflächen als P-Senke oder Quelle werden durch die Ausprägung von P Sedimentation in den Gräben und P Freisetzung aus dem Grundwasser bestimmt,
- xiii. in dem eher trockenen Jahr 2001 mit niedrigen Grabenwasserständen wird an TA eine deutlich höhere Netto Retention von $2,2 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ gegenüber $1,4 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2002) ermittelt (Rückgang der Sedimentation),
- xiv. an TB weist das eher feuchte Jahr 2002 eine erhöhte P Netto Freisetzung von $0,5 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ gegenüber $0,3 \text{ kgPha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (2001) auf,
- xv. die ermittelte P Netto Retention stellt aufgrund der Lage von TA im Polder maximale Raten dar, die ermittelte P Netto Freisetzung mittlere bis niedrige Raten.

Die Übertragung der Bilanzen des Testfeldes auf den Polder verdeutlichen, dass die genutzten Polderbereiche zu einer deutlichen Freisetzung von P in das Grabensystem führen, die zum Teil durch subsequente Sedimentation (temporär) in den Grabensedimenten festgelegt

werden. Die Retention von P steigt in den niedrigen und überstauten Polderbereichen deutlich an. Dabei bildet sich eine ausgeprägte Saisonalität aus:

- i. in den Wintermonaten steigt die P Freisetzung aus dem Grundwasser, gleichzeitig sinkt aufgrund erhöhter Fließgeschwindigkeiten die P Sedimentation,
- ii. im Sommer sinkt die P Freisetzung aus dem Grundwasser bei einem Anstieg der P Sedimentation durch abnehmende Fließgeschwindigkeiten,
- iii. die inverse Saisonalität der dominanten P-Festlegungs- und Freisetzungsprozesse führt zu einer ausgeprägten Saisonalität der Grabenwasser TP und SRP Konzentrationen und Frachten,
- iv. die Höhe der P Freisetzung wird durch die Höhe der Grabenwasserstände und die klimatischen Bedingungen gesteuert,
- v. die Höhe der P Retention ist wesentlich von den Fließgeschwindigkeiten sowie von der Zusammensetzung der transportierten Sedimente abhängig.

Die hohen P-Sedimentationsraten in den Poldergräben ergeben sich aus einer Komplexierung des freigesetzten SRP und führen zu sehr hohen P Gehalten im sedimentierenden Material ($3,3\text{gPkg}^{-1}\text{TS}$). Als wesentliche Ursache für diese hohen P Gehalte sind hohe Anteile an Eisen(III)(hydr)oxiden sowie an Huminstoffen zu nennen. Die Überführung von SRP in PP in den Poldergräben stellt ein gekoppeltes System dar. Erhöhen sich die SRP Austräge aus dem Grundwasser, erhöhen sich ebenfalls die Austräge von Fe(II) bzw. Eisen(III)-(Hydr)oxiden und die Austräge von Huminstoffen. Der Prozess der Komplexierung von SRP dürfte insbesondere in der Übergangszone Sediment-Grabenwasser eine wichtige Rolle spielen. Die Überführung von SRP zu PP verringert kurzfristig den Effekt der Eutrophierung in den Gräben. Die Sedimentation bewirkt eine temporär wirksame Entfernung von P aus dem Grabenwassersystem. Da fast 60% des partikulär transportierten Phosphors leicht verfügbar ist (BD-SRP) unterliegt der Phosphor nach Sedimentation potenziell einer hohen Rücklösung und kann in der fließenden Welle schnell pflanzenverfügbar werden.

5.7 Auswirkungen sinkender Grabenwasserstände

Szenario Berechnungen für das Jahr 2001 ergeben, dass eine Absenkung der Grabenwasserstände an TB:

- i. um -0,1m zu einer Erhöhung der Exfiltration von 30% führt,
- ii. um -0,3m eine Erhöhung der Exfiltration um 79% bewirkt,
- iii. die Infiltration sinkt um 42% (-0,1m) und 93% (-0,3m),
- iv. an TA findet bei -0,3m keine Infiltration statt, stattdessen erhöht sich die Exfiltration um 74% an.

Eine deutliche Erhöhung der Sedimentation ist ebenso wahrscheinlich. Modellergebnisse weisen unter der Annahme gleichbleibender Wehrstellungen einen Anstieg um:

- i. 75% bei einer Absenkung der Wasserstände um -0,1m,
- ii. 107% bei einer Absenkung von -0,3m auf.

In Summe führt eine Grabenabsenkung zu stark erhöhten P Frachten in die Gräben, von dem ein hoher Anteil temporär in den Sedimenten festgelegt wird. Es ist jedoch unklar, wie sich der erhöhte Anteil an leicht verfügbaren Phosphor in den Gräben in Folge auswirken würde.

Überträgt man die Prognosen auf weite Teile der Spreewald Region, so muss bei sinkenden Grabenwasserständen auch hier mit erhöhten Phosphor Austrägen über den Grundwasserpfad gerechnet werden. Ob bei einer erhöhten temporären Festlegung von P in den Grabensedimenten eine weitreichende Veränderung der Gewässergüte vermieden werden kann, ist nicht eindeutig zu beantworten. Bei verstärkter Potamalisierung durch abnehmende Fließgeschwindigkeiten ginge jedoch von dem stark angereicherten redoxsensitiven Sediment P-Pool ein deutliches Eutrophierungsrisiko aus.

5.8 Managementmaßnahmen zur Minderung der Phosphor Freisetzung

- i. eine Unterteilung des Polders in oberhalb gelegene Zonen der Nutzung und unterhalb gelegenen Zonen mit Überstaubedingungen stellt (bereits) eine Maßnahme zur Reduktion der P Freisetzung dar,
- ii. für eine Optimierung dieser Maßnahme müssten die Flächenanteile aufeinander abgestimmt werden; bei mittleren P Freisetzungsraten von $0,5\text{kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ und einer mittleren Retention von $0,9\text{kgPha}^{-1}\text{a}^{-1}$ reicht ein Verhältnis extensiv genutzter zu überstauter Fläche von etwa 2:1 aus, um die verursachten P Emissionen der genutzten Flächen zurückzuhalten,

- iii. für eine Netto P Retention müsste dieses Verhältnis im Polder weiter zu Gunsten ungenutzter Flächen verschoben werden,
- iv. neben der Veränderung des Verhältnis von Nutz- und überstauter Fläche kann die Regulierung der Wasser- und Grundwasserstände zu einer erheblichen Reduktion der P Freisetzung führen,
- v. schon eine wehrstellungsbedingte Erhöhung der Winterstauziele würde zu einer deutlichen Verringerung der hohen P Austräge über das Grundwasser führen,
- vi. dabei wären die Fließgeschwindigkeiten in den Staugürteln nicht weiter zu erhöhen, um gleichzeitig den Retentionseffekt der Sedimentation zu erhalten,
- vii. grundsätzlich ist eine Minderung der Austräge über das Grundwasser einer Erhöhung der Retention über die Sedimentation vorzuziehen, da letzteres zu einer verstärkten Einlagerung von redoxsensitiven BD-SRP in die Grabensedimente führen würde,
- viii. bei erhöhter Sedimentation von P wäre eine verstärkte Räumung der Gräben notwendig; zudem ergäbe sich eine schwer kalkulierbares Eutrophierungsrisiko durch die hohen Anteile von labilem Phosphor,
- ix. konstant hohe Graben- und Grundwasserstände nahe der GOK bewirken eine deutliche Reduktion der P Mobilität in den Sedimenten und Böden (P Quellen),
- x. konstant hohe Graben und Grundwasserstände vermeiden die Emission großer Mengen an P in das Grabenwasser (Exfiltration) in den grabennahen Grundwasserleiter (bei hoher sommerlicher Infiltration) und in das grabenferne Grundwasser durch hohe SRP Sickerwasserraten,
- xi. ein Wechsel von Trockenfallen und Überstau ist zu vermeiden, da dies eine hohe P Mobilisierung und einen erhöhten vertikalen P Transport im grabenfernen Grundwasser zur Folge hat, mit SRP Grundwasserkonzentrationen von etwa $0,1 \text{ mg l}^{-1}$ muss aber auch bei hohen Grundwasserständen gerechnet werden,
- xii. bei Nutzung der Flächen und niedrigen Grundwasserständen ist eine Auswaschung von P und stoßweise hohe Emissionen in das Grabenwasser durch starke Regenfälle nicht zu vermeiden, hier müssen insbesondere durch den sinnvollen Einsatz von Düngemitteln erhöhte SRP Frachten vermieden werden,
- xiii. zur Gewährleistung eines kurz- bis mittelfristigen Erfolges einer P Retention bei Wiedervernässungsmaßnahmen sind neben den Kenntnissen der hydrologischen Machbarkeit auch Kenntnisse der Phosphor Bindungsformen notwendig,

- xiv. die Ergebnisse der Prozessuntersuchungen zeigen, dass ein zeitlich und räumlich ausgeweiteter Überstau im Sommerpolder zu einer erhöhten Retention von Phosphor führen würde, anhaltende und sommerliche Überstauperioden stellen jedoch ein Freisetzungsrisiko durch erhöhte SRP Diffusionsraten dar,
- xv. durch Grundwasserstände auf GOK sollte einer weiteren Degradierung der Niedermoorböden (Verschiebung zu einem verstärkt redoxsensitiven P Quelle) dringend entgegengesteuert werden.

5.9 Ausblick

Die Prozessuntersuchungen der Phosphor Mobilität und des Phosphor Transportes bilden eine solide Grundlage für weitere detaillierte Betrachtung ausgewiesener P Umsatzprozesse in den Sedimenten, den Niedermoorböden und dem Grabensystem. Die wesentlichen offenen Fragestellungen, die sich aus den Untersuchungen ergeben, sind zusammengefasst:

- I. die Komplexierung von SRP an Eisen(III)-(Hydr)oxiden und Huminstoffen in dem Grundwasser-Grabenwasser System sowie die Ermittlung der P Verfügbarkeit dieser Komplexe (in Sedimenten und im Grabenwasser),
- II. die Ausbildung funktionell an den Fe-P Kreislauf angepasster mikrobieller Populationen und ihre Nutzung von Huminstoffen zur Reduktion von schwer löslichem kristallinen Fe-P (NaOH SRP) in den Poldersedimenten (TB),
- III. die Auswirkungen der Pyritoxidation auf die Phosphor Retention und auf die mikrobielle Aktivität (Hemmung oder Absterben) in den Niedermoorböden (TA),
- IV. die Wirkung der mikrobiellen Populationen in den Niedermoorböden als P Senke (Inkorporation in Biomasse) oder P Quelle (Hydrolyse von P durch erhöhte Phosphataseaktivitäten) bei unterschiedlichen hydrologischen Bedingungen.

Grundsätzlich ist bei Untersuchungen in landwirtschaftlich genutzten Niederungen die Ausweisung des gelösten organischen Phosphors zu empfehlen. Die hier durchgeführte Phosphor Bilanzierung ist ein erster Schritt zur Verbesserung des Systemverständnisses komplexer Wechselwirkungen zwischen Fläche und Grabensystemen in Polderlandschaften. Aufgrund der teilweise geringen Datenmenge und einer Berücksichtigung hoher Standardabweichungen bei der Mittelwertbildung ergeben sich hohe Ergebnisungenauigkeiten. Eine wesentliche Fortentwicklung dieses Ansatzes wäre möglich

durch eine Verbesserung der Datenlage unsicherer Prozessraten und Konzentrationen, wie SRP Diffusionsfluxe (Überstau) und SRP Porenwasserkonzentrationen an der Sediment-Grabenwasser-Übergangszone an TB. Letztendlich muss die Erstellung von Modellen zur Ermittlung einer dynamischen SRP Konzentrationsentwicklung in den Porenwässern der Niedermoorböden und der Grabensedimente anhand hydrologischer und biogeochemischer Kennwerte das Ziel sein. Erste vielversprechende Ansätze zur Ermittlung von täglichen Porenwasser SRP Konzentrationen in den Grabensedimenten konnten bereits im Rahmen des BMBF Forschungsprojektverbundes „Untersuchungen zur Gewässergüteentwicklung der Spree“ zwischen 1999 und 2003 erarbeitet werden.

Literaturverzeichnis

- Acreman, M.C., Fisher, J., Stratford, C.J., Mould, D.J., Mountford J.O., (2007) Hydrological science and wetland restoration: some case studies from Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1: 158-169.
- Adamson, J.K., Scott, W.A., Rowland, A.P. and Beard, G.R., (2001) Ionic concentrations in a blanket peat bog in Northern England and correlations with deposition and climate variables. *Eur J Soil Sci*, 52: 69–80.
- Alef, K., (1990) Bestimmung mikrobieller Aktivität und Biomasse in Boden und Kompost. *UWSF-Z Umweltchem. Ökotox.* 2(2): 76-78.
- Allen, R.G., M. Smith, A. Perrier & L.S. Pereira, (1994) An Update for Definition of Reference Evapotranspiration. *ICID-Bulletin*, 43. No. 2.
- Allen R.G., L.S. Pereira, A. D. Raes & M. Smith, (1998) Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*. Rome, Italy, S. 56.
- Alef, K. and Kleiner, D., (1989) Rapid and sensitive determination of microbial activity in soils and in soil aggregates by dimethylsulfoxide reduction. *Biol Fertil Soils*, 8, 349-355.
- Andersen, H.E., (2004) Hydrology and nitrogen balance of a seasonally inundated Danish floodplain wetland. *Hydrological Processes*, 18, 415-434.
- Ann, Y., Reddy, K.R. and Delfino, J.J., (2000) Influence of redox potential on phosphorus solubility in chemically amended wetland organic soils. *Ecological Engineering*, 14, 169-180.
- Apello, C.A.J. & Postma, D., (1996) *Geochemistry, groundwater & pollution*. A.A. Balkeman; Rotterdam. 535 S.
- Arnold, J.G., Allen, P.M. & Morgan, D.S., (2001) Hydrologic model for design and constructed wetlands. *Wetlands*, Volume 21, *Number 2*, 167-178, DOI: 10.1672.

- Baird, K.J. and Maddock Iii, T., (2005) Simulating riparian evapotranspiration: a new methodology and application for groundwater models. *Journal of Hydrology*, 312(1-4), 176-190.
- Baldwin, D.S., (1998) Reactive "Organic" Phosphorus Revisited. *Wat. Res.*, 32(8), 2265-2270.
- Baldwin, D.S. and Mitchell, A.M., (2000) The Effects of Drying and Re-Flooding on the Sediment and Soil Nutrient Dynamics of Lowland River-Floodplain Systems: A Synthesis. *Regulated Rivers: Research and Management*, 16, 457-467.
- Balla, D., Gabriel, O., Kalettka, T., Lentzsch, P., Quast, J., (2003) Untersuchungen zur Gewässerbeschaffenheitsentwicklung der Spree, Teilprojekt 4: Stoffumsatz im Spreewald. Schlussbericht, pp. 1–83.
- Balla, D., Redetzky, M., Kalettka, T., Gabriel, O. and Quast, J., (2004) Entwicklung eines Gewässergütemoduls für die Feuchtgebietsregion Spreewald. *Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung*, 77-89.
- Balla, D., Dietrich, O. and Quast, J., (2001) Solute Retention in a Groundwater Table controlled Fen Area with Respect to various Land Use Scenarios. *International Peat Journal*, 33-47.
- Baum, C., Leinweber, P. and Schlichting, A., (2003) Effects of chemical conditions in re-wetted peats on temporal variation in microbial biomass and acid phosphatase activity within the growing season. *Applied Soil Ecology* 22, 167-174.
- Baumgartner, A. und Liebscher, H.-J., (1990) Lehrbuch der Hydrologie. Band: Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. Stuttgart: Gebrüder Borntraeger, 673 S.
- Bear, J., (1979) *Hydraulics of groundwater*. McGrawHill, New York, NY, 567 pp.
- Behrendt, A., G. Schalitz & D. Hölzel, (1998) Nährstoff- und Wasserbilanzen von Niedermoorgrasland in Abhängigkeit von Grundwasserflurabstand. *Arch. Acker-Pfl. Boden*, 42: 479-485.

- Behrendt, H., (2002) Nährstoffeinträge im Einzugsgebiet der Spree und ihre Veränderungen. In: Köhler, J., Gelbrecht, J., Pusch, M. (eds.) Die Spree- Zustand, Probleme, Entwicklungsmöglichkeiten. Schweizerbart, Stuttgart, p. 62-95.
- Bencala, K.E., (2000) Hyporheic zone hydrological processes. *Hydrological Processes* 14, 2797-2798.
- BJA 4, 1994 Bodenkundliche Kartieranleitung. (AG Boden).
- Blake, R.E., O'Neil, J.R. and Garcia, G.A., (1997) Oxygen isotope systematics of biologically mediated reactions of phosphate: 1. Microbial degradation of organophosphorus compounds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(20), 4411-4422.
- Blankenburg, J., (1995) Wasserhaushalt von Niedermooren und hydrologisches Management. *Z.f. Kulturtechnik und Landentwicklung* 36, 102-106.
- Blankenburg, J. & Dietrich, O., (2001) Effekte der Vernässungen und Auswirkungen auf benachbarte Gebiete. In: Kratz, R. und Pfadenhauer, J: Ökosystemmanagement für Niedermoore. Stuttgart (Hohenheim): Ulmer, ISBN 3-8801-3169-2.
- Blodau, C. and Moore, T.R., (2003) Experimental response of peatland carbon dynamics to a water table fluctuation. *Aquat. Sci.*, 65, 47-62.
- E. Bondar, O. Gabriel, G. Jordan, V. Kucera-Hirzinger, P. Whalley, F. Zehetner, M. Zessner, T. Hein, D. Drumea, L. Mrekva, I. Nichersu, M. Nistrenko, M. Stoimanova, I. Zsuffa, (2007) Danube Regional Project: Integration of the Nutrient Reduction Function in Riverine Wetland Management; Technical Guidance Document; Project Component 4.3 - Monitoring and Assessment of Nutrient Retention Capacities of Riverine Wetlands, 190 S.
- Bondar-Kunze, E., Preiner, S., Schiemer, F., Weigelhofer, G., and Hein, T., (2009) Effect of enhanced water exchange on ecosystem functions in backwaters of an urban floodplain. *Aquatic Sciences*, 71, 437–447. doi:10.1007/s00027-009-0101-7.
- Boström, B., Persson, G., & Broberg, B., (1982) Bioavailability of different phosphorus forms in freshwater systems. In: Persson, G. and Jansson, M.: Phosphorus in Freshwater Ecosystems. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

- Boeye, D. and Verheyen, R.F., (1992) The hydrological balance of a groundwater discharge fen. *Journal of Hydrology*, 137(1-4), 149-163.
- Bradford, R.B. and Acreman, M.C., (2003) Applying MODFLOW to wet grassland in-field habitats: a case study from Pevensey Levels, UK. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(1), 43-55.
- Bradley, C. and Gilvear, D.J., (2000) Saturated and unsaturated flow dynamics in a floodplain wetland. *Hydrological Processes*, 14, pp. 2945–2958.
- Bradley, C., (2002) Simulation of the annual water table dynamics of a floodplain wetland, Narborough Bog, UK. *Journal of Hydrology*, 261, 150-172.
- Braskerud, B.C., Lundekvam, H. and Krogstad, T., (2000) The Impact of Hydraulic Load and Aggregation on Sedimentation of Soil Particles in Small Constructed Wetlands. *J. Environ Qual*, 29, 2013-2020.
- Brazier, R.E., Heathwaite, A.L. and Liu, S., (2005) Scaling issues relating to phosphorus transfer from land to water in agricultural catchments. *Journal of Hydrology*, 304, 330-342.
- Bullock, A. and Acreman, M.C., (2003) The role of wetlands in the hydrological cycle. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(3), 358-389.
- Burt, T.P., Pinay, G., Matheson, F.E., Haycock, N.E., Butturini, A., Clement, J.C., Danielescu, S., Dowrick, D.J., Hefting, M.M., Hillbricht-Ilkowska, A. and Maitre, V., (2002) Water table fluctuations in the riparian zone: comparative results from a pan-European experiment. *Journal of Hydrology*, 265, 129-148.
- Canfield, D.E., Raiswell, R. and Bottrell, S., (1992) The Reactivity of Sedimentary Iron Minerals Toward Sulfide. *American Journal of Science*, 292, 659-683.
- Caraco NF, Cole JJ & Likens GE., (1989) Evidence for sulfate-controlled phosphorus release from sediments of aquatic systems. *Nature*, 341: 316-318.
- Caraco, N.F., Cole, J.J. and Likens, G.E., (1991) Phosphorus release from anoxic sediments: Lakes that break the rules. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 24, 2985-2988.

- Carreira, J.A., R. García-Ruiza, J. Liétora and A.F. Harrison, (2000) Changes in soil phosphatase activity and P transformation rates induced by application of N- and S-containing acid-mist to a forest canopy. *Soil Biol. Biochem.*, 32, pp. 1857–1865.
- Carignan, R., (1984) Interstitial water sampling by dialysis: Methodological notes. *Limnol.Oceanogr.*, 29: 667–670.
- Cencic, O.; Rechberger, H., (2008) Material Flow Analysis with Software STAN. *Journal of Environmental Engineering and Management (JEEM)*, Vol. 18, *Nr. 1*, p. 3-7.
- Chambers, R.M. and Odum, W.E., (1990) Porewater oxidation, dissolved phosphate and the iron curtain. *Biogeochemistry*, 10(1), 37-52.
- Chambers, P.A., (1992) Temporal and Spatial Dynamics in Riverbed Chemistry: The influence of Flow and Sediment Composition. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 49, 2128-2140.
- Chiang, W.-H., & Kinzelbach, W., (2001) *3D-Groundwater Modeling with PMWIN*, Springer, Berlin Heidelberg, S 346.
- Chiffard, P., (2006) Der Einfluss des Reliefs, der Hangsedimente und der Bodenvorfeuchte auf die Abflussbildung in Mittelgebirgen. Dissertation. Bochumer Geographische Arbeiten, Bd. 76.
- Chmielewski, J., (2006) Zwischen Niedermoor und Boden: Pedogenetische Untersuchungen und Klassifikation von mitteleuropäischen Mudden. Dissertation. Humboldt Universität zu Berlin. S 125.
- Clark, J.M. , Chapman, P.J. , Adamson, J.K. and Lane, S.N., (2005) Influence of drought-induced acidification on the mobility of dissolved organic carbon in peat soils. *Global Change Biology*, 11 (5), pp. 791-809.
- Cole, C.V., Olsen, S.R. and Scott, C.O., (1953) The nature of Phosphate Sorption by Calcium Carbonate. *SSSAJ*, 17, 352-356.

- Cooper, CM., M.T Moore, E.R. Bennett, S. Smith Jr., J.L. Farris, CD. Milam and ED. Shields Jr., (2004) Innovative uses of vegetated drainage ditches for reducing agricultural runoff. *Water Science and Technology*, 49: 117:123
- Cornell, R.M. & Schwertmann, U., (2003) *The Iron Oxides*. Wiley VCH Verlagsgesellschaft; Weinheim, 2nd edition, S 537.
- Dall'O', M., Kluge, W. and Bartels, F., (2001) FEUWAnet: a multi-box water level and lateral exchange model for riparian wetlands. *Journal of Hydrology*, 250, 40-62.
- D'Angelo, E.M. and Reddy, K.R., (1999) Regulators of heterotrophic microbial potentials in wetland soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 31(6), 815-830.
- Dahm, C. N., N. B. Grimm, P. Marmonier, H. M. Valett, and P. Vervier, (1998) Nutrient dynamics at the interface between surface waters and groundwaters. *Freshwater Biology*, 40: 427–451.
- Dai, K.H., M.B. David, G.F. Vance, and A.J. Krzyszowska, (1996) Characterization of phosphorus in a spruce-fir spodosol by phosphorus-31 nuclear magnetic resonance spectroscopy. *Soil Sci. Soc. J.*, 60: 1943–1950.
- R. Dannowski, O. Dietrich and R. Tauschke, (1999) Wasserhaushalt einer vernässten Niedermoorfläche in Nordost-Brandenburg. *Arch. für Nat.- Lands.*, 38, pp. 251–266.
- Darke, A.K. and Walbridge, M.R., (2000) Al and Fe biogeochemistry in a floodplain forest: Implications for P retention. *Biogeochemistry*, 51, 1-32.
- Dasberg, S. and Neuman, S.P., (1977) Peat Hydrology in the Hula Basin, Israel: 1. Properties of Peat. *Journal of Hydrology*, 32, 219-239.
- Davelaar, D., (1993) Ecological significance of bacterial polyphosphate metabolism in sediments. *Hydrobiologia*, 253(1), 179-192.
- Davis, S.M., (1982) Patterns of radiophosphorus accumulation in the everglades after its introduction in the surface water. Tech. Pub. 82-2. South Florida Water Management District. West Palm Beach.

- Degens BP, Harris JA., (1997) Development of a physiological approach to measuring the catabolic diversity of soil microbial communities. *Soil Biol Biochem*, 29:1309–1320.
- De Groot, C.-J. and Van Wijck, C., (1993) The impact of desiccation of a freshwater marsh (Garcines Nord, Camargue, France) on sediment-water-vegetation interactions. *Hydrobiologia*, 252(1), 83-94.
- Devito, K.J. and Hill, A.R., (1997) Sulphate Dynamics in relation to Groundwater-surface water interactions in headwater wetlands of the southern Canadian shield. *Hydrological Processes*, 11, 485-500.
- Devito, K.J., Hill, A.R. and Dillon, P.J., (1999) Episodic sulphate export from wetlands in acidified headwater catchments: Prediction at the landscape scale. *Biogeochemistry*, 44(2), 187-203.
- Devito, K.J., Dillon, P.J. and Lazerte, B.D., (1989) Phosphorus and nitrogen retention in five Precambrian shield wetlands. *Biogeochemistry*, 8, 185-204.
- Dietrich, O., Redetzky, M. and Schwärzel, K., (2007) Wetlands with controlled drainage and sub-irrigation systems - modelling of the water balance. *Hydrological Processes*, 21, 1814-1828.
- Dietrich, O. et al., (2003) Wasserhaushalt und Wassermanagementstrategien für die Feuchtgebietsregion Spreewald. Bericht, S 152.
- Dietrich, O., Tauschke, R. and Balla, D., (2000) Wiedervernässung eines tiefgründigen Niedermorres durch Überrieselung. *Wasser und Boden*, 52(11), 9-16.
- Dietrich, O., Dannowski, R. and Quast, J., (1996) Gis-Based Water Balance Analyses for Fen Wetlands. *Hydro GIS*, 83-90.

DIN 18123

DIN 38414 T2

DIN 38414 T3

DIN 4049-1 1992-12

- Dittrich, M., (1998) Phosphorelimination in geschichteten Hartwasserseen durch hypolimnisch induzierte Calcitfällung kombiniert mit Tiefenwasserbelüftung. Dissertation. Fakultät für Umweltwissenschaften und Verfahrenstechnik der Brandenburgischen Technischen Universität.
- Dittrich, M., Dittrich, T., Sieber, I., Koschel, R., (1995) A balance analysis of phosphorus elimination by artificial calcit precipitation in a stratified hardwater lake. *Wat. Res.*, 31: 237-248.
- Doble, R.C. C.T Simmons, and G.R. Walker, (2009) Using MODFLOW 2000 to model ET and recharge for shallow ground water problems. *Groundwater*, 47, 129-135.
- Dornbush, M.E., (2007) Grasses, litter, and their interaction affect microbial biomass and soil enzyme activity. *Soil Biology and Biochemistry*, 39, 2241-2249.
- Drexler, J.Z., Snyder, R.L., Spano, D. and Paw U, K.T., (2004) A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. *Hydrological Processes*, 18(11), 2071-2101.
- Driescher, E., Gelbrecht, J., (1993) Assessing the diffuse phosphorus input from subsurface to surface waters in the catchment area of the lower river spree(Germany). *Water Science & Technology*, 28:33, 337-347, 1993.
- DVWK (1992) Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben.-DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft; *H. 128*; Hamburg, Berlin, Verlag Paul Parey, S 36,.
- DVWK (1996) Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasser. DVWK-Merkblätter, 238.
- Dyck, S, Peschke, G., (1995) Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Architektur und Technische Wissenschaften, Berlin. S 382.
- EC-WFD DIRECTIVE 2000/60/EC of the European Parliament and the Council of 23 October 2000. Establishing a framework for Community action in the field of water policy.
- Einsele, W., (1936) Über die Beziehung des Eisenkreislaufs zum Phosphatkreislauf im eutrophen See. *Arch. Hydrobiol.* 29: 664-686.

- Engemann, N., Recker, M., (2003) Bodenkundliche Kartierung der Untersuchungsfläche „Kleines Gehege“ im Sommerpolder Nord. Institut für Geologische Wissenschaften, FU-Berlin, 81 S.
- Eggelsmann, R., (1982) Anmerkungen zur Berechnungsmethode der Breite hydrologischer Schutzzonen im Moor. *Telma*, 12, 183-187.
- Enwall, K., Nyberg, K., Bertilsson, S., Cederlund, H., Stenström, J. and Hallin, S., (2007) Long-term impact of fertilization on activity and composition of bacterial communities and metabolic guilds in agricultural soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 39(1), 106-115.
- Eimers, C., M., Dillon, P.J., Schiff, S.L. and Jeffries, D.S., (2003) The effects of drying and re-wetting and increased temperature on sulphate release from upland and wetland material. *Soil Biology and Biochemistry*, 35(12), 1663-1673.
- Elliott, A.H. and Brooks, N.H., (1997) Transfer of nonsorbing solutes to a streambed with bed forms: Theory. *Water Resources Research*, 33(1), 123-136.
- Erevbenagie T., (2010) Variabilität von Güteparametern in Fließgewässern. Diplomarbeit, TU-Wien, Fakultät für Bauingenieure, 120 S.
- Evans, C.D., Chapman, P.J., Clark, J.M., Monteith, D.T. and Cresser, M.S., (2006) Alternative explanations for rising dissolved organic carbon export from organic soils. *Global Change Biology*, 12(11), 2044-2053.
- Fajtl, J., Kabrna, M., Tichý, R. and Ledvina, R., (2001) Environmental risks associated with aeration of a freshwater sediment exposed to mine drainage water. *Environ. Geol.*, 41, pp. 563–570.
- Feige, W., (1977) Verfügbarkeit von Pflanzennährstoffen in organischen Böden. *Geol. Jahrbuch. Reihe, F4*, 175-201.
- Findlay, S., Groffman, P. and Dye, S., (2003) Effects of *Phragmites australis* removal on marsh nutrient cycling. *Wetlands Ecology and Management*. 11(3), 157-165.

- Fischer, O., (1950) Die geplanten Hochwasserschutzmaßnahmen für den Spreewald. Die Technik, 5/8. Berlin.
- Fennessy, M.S., Brueske, C.C. and Mitsch, W.J., (1994) Sediment deposition patterns in restored freshwater wetlands using sediment traps. Ecological Engineering, 3, 409-428.
- Fisher, J. and Acreman, M.C., (2004) Wetland nutrient removal: a review of the evidence. Hydrology and Earth System Sciences, 8(4), 673-685.
- Freeman, C., Liska, G., Ostle, N.J., Lock, M.A., Reynolds, B. and Hudson, J., (1996) Microbial activity and enzymic decomposition processes following peatland water table drawdown. Plant and Soil, 180(1), 121-127.
- Freeman C, Ostle N, Kang H., (2001) An enzymatic latch on a global carbon store. Nature, 409:149.
- Freeman, C., Fenner, N., Ostle, N.J., Kang, H., Dowrick, D.J., Reynolds, B., Lock, M.A., Sleep, D., Hughes, S. and Hudson, J., (2004) Export of dissolved organic carbon from peatlands under elevated carbon dioxide levels. Nature, 430, 195-198.
- Furrer, G. and Wehrli, B., (1996) Microbial reactions, chemical speciation, and multicomponent diffusion in porewaters of a eutrophic lake. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(13), 2333-2346.
- Gabriel, O., Balla, D., Kalettka, T. and Maassen, S., (2008) Sink or source ? - The effect of hydrology on phosphorus release in the cultivated riverine wetland Spreewald (Germany). Water Science and Technology, 58(9), 1813-1822.
- Gabriel, O., Balla, D., Kalettka, T., Schilling, C. and Zessner, M., (2006) Estimating the influence of increased nitrate loads from wastewater on phosphorus mobility in river sediments. Acta hydrochim. hydrobiol., 34, 333-345.
- Gabriel, O., (1999) Der Einfluss der künstlichen Calcitfällung auf die Phosphor-Mobilität in einem geschichteten Hartwassersee (Schmaler Luzin, Mecklenburg-Vorpommern). Diplomarbeit. Fachbereich 24-Geowissenschaften, FU-Berlin, S 89.

- Gächter, R., J. M. Ngatiah and C. Stamm, (1998) Transport of phosphate from soil to surface waters by preferential flow. *Environ. Sci. Technol.*, 32: 1865–1869.
- Garland, J.L., (1996) Analytical approaches to the characterization of samples of microbial communities using patterns of potential C-source utilization. *Soil Biology and Biochemistry*, 28(2), 213-221.
- Garland, J.L., (1997) Analysis and interpretation of community-level physiological profiles in microbial ecology. *FEMS Microbiology Ecology*, 24, 289-300.
- Garniel A., (2000) Schutzkonzept für gefährdete Wasserpflanzen der Fließgewässer und Gräben Schleswig-Holsteins. Teil C Gräben. (http://www.kifl.de/pdf/C_Graeben.pdf).
- Gelbrecht, J. and Zak, D., (2008) Stoffumsetzungsprozesse in naturnahen, entwässerten und wiedervernässten Niedermoorböden, pp. 71-79.
- Gelbrecht, J., Lengsfeld, H. and Zak, D., (2003) Stoffrückhalt und -freisetzung in grundwassergespeisten Mooren des nordostdeutschen Tieflandes, pp. 55-66.
- Gelbrecht, J., (2002) Gewässergüte der Spree. In: Köhler, J.; Gelbrecht, J. & Pusch, M. (Hg.). Die Spree -Zustand, Probleme, Entwicklungsmöglichkeiten. Schriftenreihe Limnologie aktuell, Band 10, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Gelbrecht, J. Zak, D., (2009) Stoffumsetzungsprozesse in naturnahen, entwässerten und wiedervernässten Niedermoorböden. In: Dränung – Nährstoffausträge, Flächenerfassung und Management, DWA Bericht, S. 70-77.
- Gerb, L., (1953) Reduzierte Wässer. –Gas- u. Wasserf., 94: 87-92.
- Gerke, J. and Hermann, R., (1992) Adsorption of Orthophosphate to Humic-Fe-Complexes and to Amorphous Fe-Oxide. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 155, 233-236.
- Gerritse, R.G., (1999) Sulphur, organic carbon and iron relationships in estuarine freshwater sediments: effects of sedimentation rate. *Applied Geochemistry*, 14, 41-52.
- Giesler, R., Andersson, T., Lövgren, L. and Persson, P., (2005) Phosphate Sorption in Aluminum- and Iron-Rich Humus Soils. *SSSAJ*, 69, 77-86.

- Giesler, R., Satoh, F., Ilstedt, U. and Nordgren, A., (2004) Microbially Available Phosphorus in Boreal Forests: Effects of Aluminum and Iron Accumulation in the Humus Layer. *Ecosystems*, 7, 208-217.
- Gilvear, D.J., Sadler, P.J.K., Tellam, J.H. and Lloyd, J.W., (1997) Surface Water Processes and Groundwater Flow Within a Hydrologically Complex Floodplain Wetland. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1, 115-135.
- Golterman, H.L., (1988) The calcium- and iron bound phosphate phase diagram. *Hydrobiologia*, 159, 149-151.
- Golterman, H.L., (1995) The labyrinth of nutrient cycles and buffers in wetlands: results based on research in the Camargue (southern France). *Hydrobiologia*, 315(1), 39-58.
- Golterman, H.L., (1995) The role of the ironhydroxide-phosphate-sulphide system in the phosphate exchange between sediments and overlying water. *Hydrobiologia*, 297, 43-54.
- Golterman, H.L., (2004) *The Chemistry of Phosphate and Nitrogen Compounds in Sediments*. Kluwer Academic Publishers.
- Goodrich, D.C., Scott, R., Qi, J., Goff, B., Unkrich, C.L., Moran, M.S., Williams, D., Schaeffer, S., Snyder, K., Mac Nish, R., Maddock, T., Pool, D., Chehbouni, A., Cooper, D.I., Eichinger, W.E., Shuttleworth, W.J., Kerr, Y., Marsett, R., Ni, W., 2000 Seasonal estimates of riparian evapotranspiration using remote and in-situ measurements. *Agric. For. Meteorol.*, 105, 281–309.
- Grapes, T.R., Bradley, C. and Petts, G.E., (2006) Hydrodynamics of floodplain wetlands in a chalk catchment: The River Lambourn, UK. *Journal of Hydrology*, 320, 324-341.
- Graetz, D.A., Nair, V.D., Portier, K.M. and Voss, R.L., (1999) Phosphorus accumulation in manure-impacted Spodosols of Florida. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 75(1-2), 31-40.
- Greiner, M. and Hershner, C., (1998) Analysis of Wetland Total Phosphorus Retention and Watershed Structure. *Wetlands* 18(1), 142-149.

- Grosse-Brauckmann, G., Schäfer, W. & Wittmann, O., (1995) Nochmals: Zur Systematik und Kartierung von Moorböden.-TELMA, Band 25: 35-55.
- Guiger, N. and Franz, T., (1996) Visual MODFLOW: Users Guide. Waterloo Hydrogeologic, Waterloo, Ontario, Canada.
- Gunatilaka, A., (1982) Phosphate adsorption kinetics of resuspended sediments in a shallow lake, Neusiedlersee, Austria. *Hydrobiologia*, 91: 293-298.
- Gunatilaka, A., (1988) Estimation of the available P-pool in a large freshwater marsh. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.*, 30, 15-24.
- Hakulinen, R., Kähkönen, M.A. and Salkinoja-Salonen, M., (2005) Vertical distribution of sediment enzyme activities involved in the cycling of carbon, nitrogen, phosphorus and sulphur in three boreal rural lakes. *Water Research*, 39, 2319-2326.
- Hansson, L.-A., BrÖNmark, C., Anders Nilsson, P. and ÅBjÖRnsson, K., (2005) Conflicting demands on wetland ecosystem services: nutrient retention, biodiversity or both? *Freshwater Biology*, 50(4), 705-714.
- Harrison, A.F., (1987) *Soil Organic Phosphorus: A Review of World Literature*. CAB International, Wallingford, UK.
- Haude, W., (1955) Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. *Mitt. Dt. Wetterdienst*, 11: 1-23.
- Heathwaite, L., Sharpley, A. and Gburek, W., (2000) A Conceptual Approach for Integrating Phosphorus and Nitrogen Management at Watershed Scales. *J Environ Qual.*, 29, 158-166.
- Hedbrant J and Sorme L., (2001) Data Vagueness and Uncertainties in Urban Heavy-Metal Data Collection. *Water, Air and Soil Pollution, Volume 1 (Number 3-4)*, pp. 43-53.
- Hedin L.O., Von Fischer J.C., Ostrom N.E., Kennedy B.P., Brown M.G. and Robertson G.P., (1998) Thermodynamic constraints on nitrogen transformations and other biogeochemical processes at soil– stream interfaces. *Ecology*, 79: 684–703.

- Hedley, M.J.; Stewart, J.W.B.; Chauhan, B.S., (1982) Changes in inorganic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and by laboratory incubations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46: 970-976.
- Hein, T., Baranyi, C., Reckendorfer, W. & Schiemer, F., (2004) The impact of surface water exchange on the hydrochemistry and particulate matter dynamics in floodplains along the river Danube, Austria. *Sci. of the Total Environment.*, 328, 207-218.
- Heidt, P., (1997) Steuerung des Wasserhaushaltes zur Wiedervernässung von Niedermooren.
- Henrot, J. and Wieder, R.K., (1990) Processes of Iron and Manganese Retention in Laboratory Peat Microcosms Subjected to Acid Mine Drainage. *J Environ Qual.*, 19, 312-320.
- Hesslein, R.H., (1976) An in situ sampler for close interval pore water studies. *Limnol. Oceanogr.*, 21: 912–914.
- Hillbricht-Ilkowska, A., Ryszkowski, L. and Sharpley, A.N., (1995) Phosphorus Transfers and Landscape Structure: Riparian Sites and Diversified Land Use Pattern. *Phosphorus in the Global Environment*, 201-228.
- Hieltjes AHM & Lijklema, L., (1980) Fractionation of inorganic phosphates in calcareous sediments. *J. Environ. Qual.*, 9, 3: 405-409.
- Hoffman CC, Kjaergaard C, Uusi-Kamppa J, Bruun Hansen HC, Kronvang B., (2009) Phosphorus retention in riparian buffers: review of their efficiency. *Journal of Environmental Quality*, 38: 1942–1955.
- Hunt, R.J., Strand, M. and Walker, J.F., (2006) Measuring groundwater-surface water interaction and its effect on wetland stream benthic productivity, Trout Lake watershed, northern Wisconsin, USA. *Journal of Hydrology*, 320, 370-384.
- Hunt RJ, Krabbenhoft DP & Anderson MP, (1996) Groundwater inflow measurements in wetland systems. *Water Res. Research*, 32(3): 495–507.
- Hupfer, M., (1995) Bindungsformen und Mobilität des Phosphors in Gewässersedimenten. In: Steinberg, C., Bernhard, h. & Klapper, H. (eds.): *Handbuch „Angewandte Limnologie“*. Ecomed, Landsberg.

- Hutchison, J.K., Hesterberg, D., (2004) Dissolution of phosphate in a phosphorus-enriched Ultisol as affected by microbial reduction. *J. Environ. Qual.*, 33, 1793–1802.
- Ingram, H.A.P., (1983) Hydrology. In: Goodall, D.W. (Ed.), *Ecosystems of the World*, vol. 4A, *Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Elsevier, Amsterdam, pp. 67–158.
- Ivanoff, D.B., K.R. Reddy, and S. Robinson, (1998) Chemical fractionation of organic phosphorus in selected histosols. *Soil Sci.*, 163: 36-45.
- Jelinek, S., (1999) *Wasser und Stoffhaushalt im Einzugsgebiet der Oberen Stör*. Dissertation. Agrarwissensch. Fak. Schriftenreihe des Instituts für Wasserwirtschaft und Landschaftsökologie der Univ. Kiel, 168S.
- Jensen, H.S., Kristensen, P., Jeppesen, E. and Skytthe, A., (1992) Iron:phosphorus ratio in surface sediment as an indicator of phosphate release from aerobic sediments in shallow lakes. *Hydrobiologia*, 235/236, 731-743.
- Johnston, C.A., Detenbeck, N.A. and Niemi, G.J., (1990) The cumulative effect of wetlands on stream water quality and quantity. A landscape approach. *Biogeochemistry*, 10, 105-141.
- Jordan, S., Fiedler, J., Zeitz, J., (2008) Phosphorus binding forms in fens influenced by degree of peat decomposition. In: Farrell, C. and Feehan, J., *Proceedings of the 13th International Peat Congress*, Vol. 1, Jyväskylä.
- Jordan, S., Velty, S. and Zeitz, J., (2007) The influence of degree of peat decomposition on phosphorus binding forms in fens. *Mires and Peat*, 2(7), 1-10.
- Kaden, J., 2002 Hydrologie. In: Köhler, J., Gelbrecht, J. & Pusch, M. (eds). *Limnologie aktuell*, Band 10. *Die Spree-Zustand, Probleme, Entwicklungsmöglichkeiten*, pp. 37–60.
- Kadlec, R.H. and Knight, R.L., (1996) *Treatment Wetlands*. Lewis Publishers, Boca Raton, FL.

- Kalettka, T., Balla, D. & Gabriel, O., (2004) Wassergüte und Sedimentbelastung des Spreewaldes.—In: Tagungsbericht 2004 der Deutschen Gesellschaft für Limnologie e.V. (DGL). Potsdam, pp. 157–161.
- Kalettka, T. ; Balla, D. ; Gabriel, O., (2004) Wassergüte und Sedimentbelastung des Spreewaldes. - In: Jahrestagung 2004 der Deutschen Gesellschaft für Limnologie, Abstractband, S. 197.
- Kang, H., Freeman, C. and W. Ashendon, T., (2001) Effects of elevated CO₂ on fen peat biogeochemistry. *The Science of the Total Environment*, 279(1-3), 45-50.
- Kang, H., (1998) Enzyme activities in constructed wetlands: Implication for water quality amelioration. *Hydrobiologia*, 368: 231–235.
- Keller, J.K., J.R. White, S.D. Bridgham and J. Pastor, (2004) Climate change effects on carbon and nitrogen mineralization in peatlands through changes in soil quality. *Global Change Biology*, 10, pp. 1053–1064.
- Kendall C, McDonnell JJ, (ed) (1998) *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier Science Publishers. Amsterdam, S. 839.
- Kieckbusch, J.J. and Schrautzer, J., (2007) Nitrogen and phosphorus dynamics of a re-wetted shallow-flooded peatland. *Science of the Total Environment*, 380, 3-12.
- Kim, S.-Y., Lee, S.-H., Freeman, C., Fenner, N. and Kang, H., (2008) Comparative analysis of soil microbial communities and their responses to the short-term drought in bog, fen, and riparian wetlands. *Soil Biology and Biochemistry*, 40(11), 2874-2880.
- Kleeberg, A., (2001) Die Bestimmung von Stoffflüssen an der Sediment/Wasser-Kontaktzone von Seen. *Forum der Forschung*, 12, 140-142.
- Kleiner, J., (1988) Coprecipitation of phosphate with calcite in lake water: a laboratory experiment modeling phosphorus removal with calcite in Lake Constance. *Wat. Res.*, 22, pp. 1259–1265.

- A. K. Knox, R. A. Dahlgren, K. W. Tate, and E. R. Atwill, (2008) Efficacy of Natural Wetlands to Retain Nutrient, Sediment and Microbial Pollutants. *Journal of Environmental Quality*, Volume 37, 1837-1846.
- Kobabe, S., (2005) Charakterisierung der mikrobiellen Lebensgemeinschaft eines sibirischen Permafrostbodens. Dissertation, Universität Potsdam.
- Koch, H., Kaltofen, M., Grünewald, U., Messner, F., Karkuschke, M., Zwirner, O., Schramm, M., (2005) Scenarios of water resources management in the Lower Lusatian mining district, Germany. *Ecological Engineering*, 24, 49-57.
- Koerselman, W., Van Kerkhoven, M.B. and Verhoeven, J.T.A., (1993) Release of inorganic N,P and K in peat soils: effect of temperature, water chemistry and water level. *Biogeochemistry*, 20, 63-81.
- Koerselman, W., and J. T. A. Verhoeven, (1995) Eutrophication of fen ecosystems: external and internal nutrient sources and restoration strategies. In: B. D. Wheeler, S. C. Shaw, W. J. Fojt, and R. R. Allan, editors. *Restoration of temperate wetlands*. Wiley, Chichester, UK, 91–112.
- Koppisch, D., (2001) Schwefel-Umsetzungsprozesse. – In: Succow, M.; Joosten, H. (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*, 2., völlig neu bearb. Aufl. – Schweizerbart, Stuttgart, S. 22-24.
- Koschel, R., (1990) Pelagic calcite precipitation and trophic state of hardwater lakes. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.*, 33: 713-722.
- Kozerski, H.-P. and Leuschner, K., (1998) A new plate sediment trap: Design and First Experiences, Abstractband, Dublin.
- Kozerski, H.-P., (2002) Determination of areal sedimentation rates in rivers by using plate sediment trap measurements and flow velocity-settling flux relationship. *Wat. Res.*, 36, 2983-2990.
- Kozerski, H.-P. and Leuschner, K., (1999) Plate Sediment Traps for slowly moving Waters. *Wat. Res.*, 33(13), 2913-2922.

- Kraigher, B., Stres, B., Hacin, J., Ausec, L., Mahne, I., van Elsas, J.D. and Mandic-Mulec, I., (2006) Microbial activity and community structure in two drained fen soils in the Ljubljana Marsh. *Soil Biology and Biochemistry*, 38, 2762-2771.
- Krause, S., Bronstert, A., (2004) Approximation of Groundwater–Surface Water-Interactions in a Mesoscale Lowland River Catchment. *Hydrology: Science & Practice for the 21st Century*. British Hydrological Society, Vol. 2., pp. 408–415.
- Krause, S. and A. Bronstert, (2005) An advanced approach for catchment delineation and water balance modelling within wetlands and floodplains. *Adv. Geosci.*, 5, pp. 1–5.
- Krause, S. and Bronstert, A., (2007) The impact of groundwater-surface water interactions on the water balance of a mesoscale lowland river catchment in northeastern Germany. *Hydrological Processes* 24, 169-184.
- Krause, S., Jacobs, J. and Bronstert, A., (2007) Modelling the impacts of land-use and drainage density on the water balance of a lowland-floodplain landscape in northeast Germany. *Ecological Modelling*, 200, 475-492.
- Kratz R., Pfadenhauer J., (Hrsg) (2001) *Okosystemmanagement für Niedermoore. Strategien und Verfahren zur Renaturierung*. E. Ulmer, Stuttgart.
- Kronvang, B., Andersen, I., Hoffmann, C., Pedersen, M., Ovesen, N. and Andersen, H., (2007) Water Exchange and Deposition of Sediment and Phosphorus during Inundation of Natural and Restored Lowland Floodplains. *Water, Air, & Soil Pollution*, 181(1), 115-121.
- Kruse, J. and Leinweber, P., (2008) Phosphorus in sequentially extracted fen peat soils: A K-edge X-ray absorption near-edge structure (XANES) spectroscopy study. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 171, 613-620.
- Kuntze, H., Roeschmann, G., Schwerdtfeger, G., (1992) *Bodenkunde*. UTB-Taschenbuch. Ulmer Verlag, Stuttgart, 424 S.
- Küsel, K., Blöthe, M., Schulz, D., Reiche, M., and Drake, H. L., (2008) Microbial reduction of iron and porewater biogeochemistry in acidic peatlands. *Biogeosciences*, 5, 1537–1549.

- LaBaugh & Winter, (1984) The impact of uncertainties in hydrologic measurement on phosphorus budgets and empirical models for two Colorado reservoirs. *Limnol. Oceanogr.*, 29 (2), 322-339.
- Lamers, L.P.M., Els Ten Dolle, G., Van den Berg, S.T.G., Van Delft, S.P.J. and Roelofs, J.G.M., (2001) Differential responses of freshwater wetland soils to sulphate pollution. *Biogeochemistry* 55, 87-102.
- Lamers, Leon P. M., Hilde B. M. Tomassen, and, Jan G. M. Roelofs, (1998) Sulfate-Induced Eutrophication and Phytotoxicity in Freshwater Wetlands. *Environmental Science & Technology*, 32 (2), 199-205.
- Langheinrich, U., Tischew, S., Gersberg, R.M. and Lüderitz, V., (2004) Ditches and canals in management of fens: opportunity or risk ? A case study in the Drömling Natural Park, Germany. *Wetlands Ecology and Management*, 12, 429-445.
- Lantzke, I.R., Heritage, A.D., Pistillo, G. and Mitchell, D.S., (1998) Phosphorus Removal Rates in Bucket Size Planted Wetlands with a Vertical Hydraulic Flow. *Wat. Res.*, 32(4), 1280-1286.
- Larson, A.C., Gentry, L.E., David, M.B., Cooke, R.A. and Kovacic, D.A., (2000) The role of seepage in constructed wetlands receiving agricultural tile drainage. *Ecological Engineering*, 15(1-2), 91-104.
- Lautz, L.K. and Siegel, D.I., (2006) Modeling surface and ground water mixing in the hyporheic zone using MODFLOW and MT3D. *Advances in Water Resources*, 29, 1618-1633.
- Leek, R., Wu, J.Q., Wang, L., Hanrahan, T.P., Barber, M.E. and Qiu, H., (2009) Heterogeneous characteristics of streambed saturated hydraulic conductivity of the Touchet River, south eastern Washington, USA. *Hydrological Processes*, 23(8), 1236-1246.
- Leinweber, P., Turner, B. L., & Meissner, R., (2002) Phosphorus. In P. M. Haygarth, & J. S. Jarvis (Eds.): *Agriculture, hydrology and water quality*. Wallingford: CABI Publishing, pp. 29–56.

- Lenk, M., (2000) Hydraulische Austauschvorgänge zwischen Fließgewässer und Interstitial-Felduntersuchungen in einer Pool-Riffle Sequenz an der oberen Lahn. Dissertation. Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft. TU-Darmstadt.
- Lewandowski, J., Lischeid, G. and Nützmann, G., (2009) Drivers of water level fluctuations and hydrological exchange between groundwater and surface water at the lowland River Spree (Germany): Field study and statistical analyses. *Hydrological Processes*, 23(15), 2117-2128.
- Lewandowski, J., Rütter, K. and Hupfer, M., (2002) Two-Dimensional Small-Scale Variability of Pore Water Phosphate in Freshwater Lakes: Results from a Novel Dialysis Sampler. *Environmental Science & Technology*, 36(9), 2039-2047.
- Litaor, M.I., (2003) Spatial analysis of phosphorus sorption capacity in a semi-arid altered wetland. *J. Environ. Qual.*, 32: 335–343.
- Litaor, M.I., Reichmann, O., Auerswald, K., Haim, A. and Shenker, M., (2004) The Geochemistry of Phosphorus in Peat Soils of a Semiarid Altered Wetland. *SSSAJ*, 68, 2078-2085.
- Litaor, M.I., Reichmann, O., Haim, A., Auerswald, K. and Shenker, M., (2005) Sorption Characteristics of Phosphorus in Peat Soils of a Semiarid Altered Wetland. *SSSAJ*, 69, 1658-1665.
- Litaor, M.I., Eshel, G., Reichmann, O. and Shenker, M., (2006) Hydrological Control of Phosphorus Mobility in Altered Wetland Soils. *SSSAJ*, 70, 1975-1982.
- Litaor, M.I., Eshel, G., Sade, R., Rimmer, A. and Shenker, M., (2008) Hydrogeological characterization of an altered wetland. *Journal of Hydrology*, 349, 333-349.
- Loeb, R., Lamers, L.P.M. and Roelofs, J.G.M., (2008) Effects of winter versus summer flooding and subsequent desiccation on soil chemistry in a riverine hay meadow. *Geoderma*, 145, 84-90.
- Loeb, R., Van Daalen, E., Lamers, L.P.M. and Roelofs, J.G.M., (2007) How soil characteristics and water quality influence the biogeochemical response to flooding in riverine wetlands. *Biogeochemistry*, 85, 289-302.

- Lorenz, M., (2008) Auswirkungen von Klimaveränderungen auf Bodenwasserhaushalt Biomasseproduktion und Degradierung von Niedermooren im Spreewald. Dissertation. TU-Berlin. S 138.
- LUA (1996) Rahmenkonzept zur Wasserbewirtschaftung im Spreewald. Landesumweltamt Brandenburg. Cottbus, 63 S.
- LUA (2007) Pilotprojekt „Borstenanlagen im Spreewald“ Erhaltung von Habitaten der Kleinen Flussmuschel (*Unio crassus*) im Biosphärenreservat Spreewald durch Einrichtung von Borstenanlagen, Abschlussbericht. LUA Brandenburg, Universität Kassel.
- Maaßen, S., Balla, D., (2010) Impact of hydrodynamics (ex- and infiltration) on the microbially controlled phosphorus mobility in running water sediments of a cultivated northeast German wetland. - *Ecological Engineering*. 36 (9): 1146-1155.
- Marcinek, J., (1987) Allgemeine Hydrogeographie. – In: Hendl, M. & H. Bramer (Hrsg.): Lehrbuch der Physischen Geographie. Thun/Frankfurt. S. 296-347.
- Marion, A., Bellinello, M., Guymer, I. and Packman, A., (2002) Effect of bed form geometry on the penetration of nonreactive solutes into a streambed. *Water Resources Research*, 38(10), 1-27.
- Massmann, G., Pekdeger, A. and Merz, C., (2004) Redox processes in the Oderbruch polder groundwater flow system in Germany. *Applied Geochemistry*, 19(6), 863-886.
- Mattheß, G., (1994) Die Beschaffenheit des Grundwassers, Gebrüder Bornträger.
- McDonald, J. M. and Harbaugh, A. W., (1988) A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Groundwater Flow Model, *Techniques of Water Resources Investigations of the U.S. Geological Survey*. Book, 6, pp. 586.
- Meißner, R., Leinweber, P., Rupp, H., Shenker, M., Litaor, M. I., Robinson, S., Schlichting, A., Koehn, J., (2008) Mitigation of diffuse phosphorus pollution during rewetting of fen peat soils: a trans European case study. *Water Air Soil Poll.*, 188 (1-4), 111-126.

- Merz, C. ; Schuhmacher, P. ; Winkler, A. ; Pekdeger, A., (2005) Identification and regional quantification of hydrochemical processes at the contact zone between anoxic groundwater and surface water in poldered floodplains (Oderbruch polder, Germany). *Applied Geochemistry*, 20 (2): 241-254.
- Mitsch, W.J. and Reeder, B.C., (1991) Modelling nutrient retention of a freshwater coastal wetland: estimating the roles of primary productivity, sedimentation, resuspension and hydrology. *Ecological Modelling*, 54, 151-187.
- Mitsch, W.J. & Gosselink, J. G., (1993) *Wetlands*. Wiley, S 325.
- Mitsch, W.J., Cronk, J.K., Wu, X., Narin, R.W., Hey, D.L., (1995) Phosphorus retention in constructed freshwater riparian marshes. *Ecological Applications*, 5: 830-845.
- Monteith, J.L., (1965) Evaporation and environment. In G.E. Fogg (ed.). *Symposium of the Society for Experimental Biology, The State and Movement of Water in Living Organisms*, Academic Press, Inc., NY. Vol. 19, pp. 205-234.
- Moore, P.A. and Reddy, K.R., (1994) Role of Eh and pH on Phosphorus Geochemistry in Sediments of Lake Okeechobee, Florida. *J Environ Qual.*, 23(5), 955-964.
- Morris, JT, (2000) Effects of sea level anomalies on estuarine processes. In: J. Hobbie, Editor, *Estuarine Science: A Synthetic Approach to Research and Practice*, Island Press, Washington, DC, pp. 107–127.
- Morris, J., Gowing, D.J.G. , Mills, J. and Dunderdale, J.A.L., (2000) Reconciling agricultural economic and environmental objectives: the case of recreating wetlands in the Fenland area of eastern England. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 79, pp. 245–257.
- Mortimer, C.H., (1941) The exchange of dissolved substances between mud and water in lakes. *J. Ecol.*, 29: 280-329.
- Mundel, G., (1982) Untersuchungen über die Evapotranspiration von Grasland auf Grundwasserstandorten – 3. Mitteilung: Beziehungen zwischen Stoffproduktion und Evapotranspiration. *Arch. Acker-, Pflanzenb. Bodenk.*, 26: S. 629-638.

- Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe, (1970) River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290.
- Naucke, W., (1990) Chemie von Moor und Torf.-In: Göttlich, K (Hrsg.): Moor- und Torfkunde: 3. Auflage. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart, S. 237-250.
- Needleman, B. A., P. J. A. Kleinman, J. S. Strock, and A. L. Allen, (2007) Improved management of agricultural drainage ditches for water quality protection: An overview. *J. Soil Water Cons.*, 62(4): 171-178.
- Newman, S. and Pietro, K., (2001) Phosphorus storage and release in response to flooding: implications for Everglades stormwater treatment areas. *Ecological Engineering*, 18, 23-38.
- Newman, S., Robinson, J.S., (1999) Forms of organic phosphorus in water, soils and sediments. In: Reddy, K.R., O'Connor, G.A., Schelske, C.L. [Hrsg.]: Phosphorus biogeochemistry in subtropical ecosystems, Lewis Publ., Boca Raton, pp.207-223.
- Nguyen, L. and Sukias, J., (2002) Phosphorus fractions and retention in drainage ditch sediments receiving surface runoff and subsurface drainage from agricultural catchments in the North Island, New Zealand. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 92, 49-69.
- Niedermeier, A. and Robinson, J.S., (2007) Hydrological controls on soil redox dynamics in a peat-based, restored wetland. *Geoderma*, 137, 318-326.
- Niedermeier, A. and Robinson, J.S., (2009) Phosphorus dynamics in the ditch system of a restored peat wetland. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 131, 161-169.
- Niswander, S.F. and Mitsch, W.J., (1995) Functional Analysis of a two-year-old created in-stream Wetland: Hydrology, Phosphorus Retention, and Vegetation Survival and Growth. *Wetlands*, 15(3), 212-225.
- Noe, G.B., and D.L. Childers., (2007) Phosphorus budgets in Everglades wetland ecosystems: The effects of hydrology and nutrient enrichment. *Wetlands Ecology and Management*. 15: 189-205.

- Novak, J. M. Stone, K. C., Szogi, A. A., Watts, D. W. and Johnson, M. H., (2004) Dissolved Phosphorus Retention and Release from a Coastal Plain In-Stream Wetland. Wetlands and Aquatic Processes. Journal of environmental quality, v. 33, *no. 1*, p. 394-401.
- Nürnberg, G.K., (1988) Prediction of Phosphorus Release Rates from Total and Reductant-Soluble Phosphorus in Anoxic Lake Sediments. Can. J. Fish. Aquat. Sci., 45, 451-461.
- Nützmann, G. & Lewandowski, J., (2009) Wechselwirkung zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser an einem Tieflandfluss (Spree). Grundwasser, 14: 195-205.
- Nriagu, J.O., (1974) Lead orthophosphates—IV. Formation and stability in the environment. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, pp. 887–898.
- OECD (1996) Guidelines for testing of chemicals.
- O. Oenema, (1990) Sulfate reduction in fine-grained sediments in the Eastern Scheldt, southwest Netherlands. Biogeochemistry, 9, pp. 53–74.
- Oenema, O., Van Liere, L. and Schoumans, O., (2005) Effects of lowering nitrogen and phosphorus surpluses in agriculture on the quality of groundwater and surface water in the Netherlands. Journal of Hydrology, 304, 289-301.
- Okruszko, H., (1989) Wirkung der Bodennutzung auf die Niedermoorbodenentwicklung. Ergebnisse eines langjährigen Feldversuches. Z.f. Kulturtechnik und Landentwicklung, 30, 167-176.
- Oppermann, J., (1998) Entwicklung eines Bodenmonitoring im Rahmen der Ökologischen Umweltbeobachtung am Beispiel des Biosphärenreservates Spreewald. Diplomarbeit, Fachbereich 24-Geowissenschaften, FU-Berlin, 90 S..
- Paludan, C., Alexeyev, F.E., Drews, H. , S. Fleischer, A. Fuglsang, T. Kindt, P. Kowalski, M. Moos, A. Radlowski, G. Stromfors, V. Westberg and K. Wolter, (2002) Wetland management to reduce Baltic Sea eutrophication. Water Science & Technology, Vol 45, *No 9*, pp 87–94.
- Pant, H.K. and Reddy, K.R., (2001) Hydrologic Influence on Stability of Organic Phosphorus in Wetland Detritus. J Environ Qual., 30, 668-674.

- Parkhurst, D.L., (1995) User's Guide to PHREEQC – AA computer program for speciation, reaction path, advective transport and inverse geochemical calculations. U.S. Geological Survey: Water-Resources Investigations Report 95-427; Lakewood, Colorado, USA, 143 S.
- Patrick, W. H. and R. A. Khalid, (1974) Phosphate release and sorption by soils and sediments: Effect of aerobic and anaerobic conditions. *Science*, 186: 53-55.
- Persson, G. and Lindroth, A., (1994) Simulating evaporation from short-rotation forest: variations within and between seasons. *Journal of Hydrology*, 156(1-4), 21-45.
- Post, L. von, (1924) Das genetische System der organogenen Bildungen Schwedens. *Comite internat. Pedologie IV*, communication, 22, Rom.
- Postma, D. & Jakobsen, R., (1996) Redox zonation: Equilibrium constraints on the Fe(III)/SO₄⁻ reduction interface. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 3169-3175.
- Pfeiffer, S., Walton-Day, K. and Macalady, D.L., (1999) The Interaction of Natural Organic Matter with Iron in a Wetland (Tennessee Park, Colorado) Receiving Acid Mine Drainage. *Aquatic Geochemistry*, 5, 207-223.
- Potila, H. and Sarjala, T., (2004) Seasonal fluctuation in microbial biomass and activity along a natural nitrogen gradient in a drained peatland. *Soil Biology and Biochemistry*, 36, 1047-1055.
- Psenner, R., (1988) Fractionation of phosphorus in suspended matter and sediment. *Ergebnisse der Limnologie*, 30, pp. 98–113.
- Psenner, R.; Pusko, R. & Sager, M., (1984) Die Fraktionierung organischer und anorganischer Phosphorbindungen von Sedimenten – Versuch einer Definition ökologisch wichtiger Fraktionen. *Arch. Hydrobiol. Beih.*, 30: 25-41.
- Pullin, M.J. and Cabaniss, S.E., (2003) The effects of pH, ionic strength, and iron-fulvic acid interactions on the kinetics of non-photochemical iron transformations. 1. Iron(2) oxidation and iron(3) colloid formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(21), 4067-4077.

- Pusch, M., Hoffmann, A., (2000) Conservation concept for a river ecosystem (River Spree, Germany) impacted by flow abstraction in a large post-mining area. *Landscape and Urban Planning*, 51, 165-176.
- Qiu, S. and McComb, A.J., (2002) Interrelations between iron extractability and phosphate sorption in reflooded air-dried sediments. *Hydrobiologia*, 472, 39-44.
- Quast, J., Dietrich, O. and Dannowski, R., (1993) Die Folgen der Entwässerung und Nutzung von Niedermooren für den Landschaftshaushalt. *Naturschutz und Landschaftspflege in Brandenburg*, 11-14.
- Quast, J., Steidl, J., Bauer, O., (2001) Regionale Systemanalysen zu Minderungsstrategien gegen diffuse Nährstoffeinträge in Gewässer im Elbetiefland. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 47(1-2):37-52.
- Rajbhandari, K.K., Lorch, H.-J. and Ottow, J.C.G., (1995) Dimethylsulfoxidreduktase-Aktivität zur Charakterisierung der mikrobiellen Biomasseaktivität im Schlamm einer belüfteten Abwasserteichanlage. *Acta hydrochim. hydrobiol.*, 23(3), 97-103.
- Reddy, K.R., Connor, G.A.O. and Gale, P.M., (1998) Phosphorus Sorption Capacities of Wetland Soils and Stream Sediments Impacted by Dairy Effluent. *J Environ Qual.*, 27, 438-447.
- Reddy, K.R., Diaz, O.A., Scinto, L.J. and Agami, M., (1995) Phosphorus dynamics in selected wetlands and streams of the lake Okeechobee Basin. *Ecological Engineering*, 5, 183-207.
- Reddy, K.R., Kadlec, R.H., Flaig, E. and Gale, P.M., (1999) Phosphorus Retention in Streams and Wetlands: A Review. *Critical Reviews of Environmental Science and Technology*, 29(1), 83-146.
- Reiche, M., Hädrich, A., Lischeid, G. and Küsel, K., (2009) Impact of manipulated drought and heavy rainfall events on peat mineralization processes and source-sink functions of an acidic fen. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 114, doi:10.1029/2008JG000853.

- Reinhardt, M. Gächter, R., Wehrli, B. and Müller, B., (2005) Phosphorus Retention in Small Constructed Wetlands Treating Agricultural Drainage Water. *J. Environ. Qual.*, Vol. 34.
- Restrepo, J.I., M. Jensen, and K. Magnuson., (1996) Evapotranspiration study and knowledge-base development. Final Report, Contract C-3223, vol. 1. West Palm Beach, Florida: South Florida Water Management District.
- Restrepo, J.I., Montoya, A.M. and Obeysekera, J., (1998) A Wetland Simulation Module for the MODFLOW Ground Water Model. *Ground Water*, 36(5), 764-770.
- Richards, L.A., (1931) "Capillary conduction of liquids through porous mediums". *Physics*, 1 (5): 318-333.
- Richardson, C.J., (1985) Mechanisms controlling phosphorus retention capacity in freshwater wetlands. *Science, New Series, Volume 228, No 4706*: 1424-1426.
- Richardson, C. J.; Qian, S. S.; Craft, C. B and Qualls, R.G., (1997) Predictive models for phosphorus retention in wetlands. *Wetlands Ecology and Management*, 4, 159-157.
- Richardson, C.J., (1999) The Role of Wetlands in Storage, Release, and Cycling of Phosphorus on the Landscape: A 25-Year Retrospective, In: Reddy, K.R., O'Connor, G.A., Schelske, C. L. (Hrsg.): *Phosphorus Biogeochemistry in Subtropical Ecosystems*. Lewis Publishers, Boca Raton-London-New York-Washington, D.C., 47-65.
- Richert, M., Dietrich, O., Koppisch, D. and Roth, S., (2000) The Influence of Rewetting on Vegetation Development and Decomposition in a Degraded Fen. *Restoration Ecology*, 8(2), 186-195.
- Roden, E. E., Edmonds J. W., (1997) Phosphate mobilization in iron-rich anaerobic sediments: microbial Fe(III) oxide reduction versus iron-sulfide formation. *Archiv für Hydrobiologie*. Vol.139, n 3, pp. 347-378.
- Roden, E.E. and Wetzel, R.G., (2002) Kinetics of microbial Fe(II) oxide reduction in freshwater wetland sediments. *Limnol. Oceanogr.* 47(1), 198-211.

- Rupp, H., Meissner, R. and Leinweber, P., (2004) Effects of extensive land use and re-wetting on diffuse phosphorus pollution in fen areas - results from a case study in the Drömling catchment, Germany. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 167, 408-416.
- Sanger, N., (2000) Identifikation von Austauschprozessen zwischen Fließgewässern und hyporheischer Zone. Dissertation. Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft, Technische Universität Darmstadt, 109 S..
- Saenger, N., Kitanidis, P.K. and Street, R.L., (2005) A numerical study of surface-subsurface exchange processes at a riffle-pool pair in the Lahn River, Germany. *Water Resources Research*, 41, 1-11.
- Salehin, M., Packman, A.I. and Paradis, M., (2004) Hyporheic exchange with heterogeneous streambeds: Laboratory experiments and modeling. *Water Resources Research*, 40, 1-16.
- Sallade, Y.E. and Sims, J.T., (1997)a Phosphorus Transformations in the Sediments of Delaware's Agricultural Drainageways: II. Effect of Reducing Conditions on Phosphorus Release. *J Environ Qual.*, 26, 1579-1588.
- Sallade, Y.E. and Sims, J.T., (1997)b Phosphorus Transformations in the Sediments of Delaware's Agricultural Drainageways: I. Phosphorus Forms and Sorption. *J. Environ Qual.*, 26, 1571-1579.
- Sanchez-Carrillo, S. and Alvarez-Cobelas, M., (2001) Nutrient Dynamics and Eutrophication patterns in a semi-arid wetland: The effects of fluctuating hydrology. *Water, Air, and Soil Pollution*, 131, 97-118.
- Sauerbrey, R., Eschner, D., Lorenz, W.-D. and Titze, A., (1991) Ökologische Aspekte der Bodenentwicklung landwirtschaftlich genutzter flachgründiger Niedermoorstandorte der ehemaligen DDR - Situationsbericht. *Z.f. Kulturtechnik und Landentwicklung*, 32, 300-308.
- Sauerbrey, R. and Schmidt, W., (1993) Bodenentwicklung auf entwässerten und landwirtschaftlich genutzten Niedermooren. *Naturschutz und Landschaftspflege in Brandenburg*, 5-10.

- Scanlon, B.R., Healy, R.W. and Cook, P.G., (2002) Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 18-39.
- Schauser, I., (2002) Prozeßorientierte Modellierung der Auswirkungen seeinterner Maßnahmen auf die Phosphor-Diagenese. Dissertation. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät I der Humboldt-Universität zu Berlin, S 148.
- Scheffer and Schachtschabel, (1992) Lehrbuch der Bodenkunde, Ferdinand Enke Verlag.
- Schindler, U., Behrendt, A., Müller, L., (2003) Change of soil hydrological properties of fens as a result of soil development. *J Plant Nutr. Soil Sci.*, 166, 357–363.
- Schindler, U., Müller, L., Thiere, J., Steidl, J., (2004) Bodenhydrologische Untersuchungen im nordostdeutschen Tiefland als Grundlage des vorsorgenden Bodenschutzes. *Archives of Agronomy and Soil Science*. 50 (3): 273-288.
- Schilling, K.E., Li, Z. and Zhang, Y.-K., (2006) Groundwater-surface water interaction in the riparian zone of an incised channel, Walnut Creek, Iowa. *Journal of Hydrology*, 327, 140-150.
- Schlichting, A., Leinweber, P., Meissner, R. and Altermann, M., (2002) Sequentially extracted phosphorus fractions in peat-derived soils. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 165, 290-298.
- Schmidt, W., (1994) Einfluß der Wiedervernässung auf physikalische Eigenschaften des Moorkörpers der Friedländer Großen Wiese. *Z.f. Kulturtechnik und Landentwicklung*, 36, 107-112.
- Schulz, H.D. and Teutsch, G., (2002) Geochemical Processes Conceptual Models for Reactive Transport in Soil and Groundwater. Die Deutsche Bibliothek.
- Schuhmacher, P., (2003) Hydrochemische Prozesse im Übergangsbereich zwischen Grund- und Oberflächenwasser im Oderbruchpolder. Dissertation. Fachbereich Geowissenschaften, FU-Berlin, S 115.
- Schwab, U., (1994) Lebensraumtyp Gräben. Landschaftspflegekonzept Bayern. Band II.10, Hrsg.: Bayerisches Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen und Bayerische Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege. Laufen / Salzach.

- Schwärzel, K., (2000) Dynamik des Wasserhaushaltes in Niedermooren. Dissertation, TU Berlin.
- Sharpley, A.N., Hedley, M.J., Sibbesen, E., Hillbricht-Ilkowska, A., House, W.A. and Ryszkowski, L., (1995) Phosphorus Transfers From terrestrial To Aquatic Ecosystems. Phosphorus in the Global Environment, 172-199.
- Sharpley, A.N., Smith, S.J., Jones, O.R., Berg, W.A. and Coleman, G.A., (1992) The Transport of Bioavailable Phosphorus in Agricultural Runoff. J Environ Qual., 21, 30-35.
- Shenker, M., Seitelbach, S., Brand, S., Haim, A. and Litaor, M.I., (2005) Redox reactions and phosphorus release in re-flooded soils of an altered wetland. European Journal of Soil Science, 56, 515-525.
- Simard, R.R., Beauchemin, S., and Haygarth, P.M., (2000) Potential for preferential pathways for phosphorus transport. J. Environ. Qual., 29, no. 1, 97-105.
- Simm, D.J. and Walling, D.E., (1998) Lateral variability of overbank sedimentation on a Devon flood plain. Hydrological Sciences -Journal- des Sciences Hydrologiques, 43(5), 715-731.
- Sims, J.T., Simard, R.R. and Joern, B.C., (1998) Phosphorus Loss in Agricultural Drainage: Historical Perspective and Current Research. J. Environ Qual., 27, 277-293.
- Sinke, A.J.C., Cornelese, A.A., Cappenberg, T.E. and Zehnder, A.J.B., (1992) Seasonal variation in sulfate reduction and methanogenesis in peaty sediments of eutrophic Lake Loosdrecht, The Netherlands. Biogeochemistry, 16(1), 43-61.
- Smolders, A. and Roelofs, J.G.M., (1993) Sulphate-mediated iron limitation and eutrophication in aquatic ecosystems. Aquatic Botany, 46, 247-253.
- Smolders, A.J.P., Lamers, L.P.M., Moonen, M., Zwaga, K. and Roelofs, J.G.M., (2001) Controlling phosphate release from phosphate-enriched sediments by adding various iron compounds. Biogeochemistry, 54, 219-228.

- Snyder G.H., (2005) Everglades Agricultural Area soil subsidence and land use projections. *Soil Crop Sci Soc Fl Proc.*, 64: 44–51.
- Song, K.-Y., Zoh, K.-D. and Kang, H., (2007) Release of phosphate in a wetland by changes in hydrological regime. *Science of the Total Environment*, 380, 13-18.
- Sophocleous, M., (2002) Interactions between groundwater and surface water: the state of science. *Hydrogeology Journal*, 10, 52-67.
- Spieksma, J.F.M. and Schouwenaaars, J.M., (1997) A simple procedure to model water level fluctuations in partially inundated wetlands. *Journal of Hydrology*, 196(1-4), 324-335.
- Spieksma, J.F.M., Moors, E.J., Dolman, A.J. and Schouwenaaars, J.M., (1997) Modelling evaporation demand from a drained and rewetted peatland. *J. Hydrol.*, 199: 252–271.
- Spieksma, J.F.M., Schouwenaaars, J.M. and Blankenburg, J., (1996) Combined modelling of groundwater table and open water level in raised mires. *Nordic Hydrol.*, 27: 231–246.
- Spitz, K.-H., Moreno, J., (1996) *A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modelling*. John Wiley & Sons, Inc. New York-Chichester-Brisbane-Toronto-Singapore, S 461.
- Springer, P., (2006) *Analyse der Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser am Beispiel einer Flussniederung im Norddeutschen Tiefland*. Diplomarbeit. Christian-Albrechts Universität zu Kiel. S. 164.
- Stanford, J.A. & Ward, J.V., (1988) The hyporheic habitat of river ecosystems. *Nature*, 335: 64-66.
- Steinberg, Ch.E.W., (2001) Biogeochemische Regulation in limnischen Ökosystemen: Zur ökologischen Bedeutung von Huminstoffen. In: Steinberg CEW, Calmano W, Klapper H, Wilken RD (Hrsg): *Handbuch Angewandte Limnologie*. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co KGaA, Weinheim.
- Steinmann, P. and Shotyk, W., (1997) Chemical composition, pH, and redox state of sulfur and iron in complete vertical porewater profiles from two Sphagnum peat bogs, Jura Mountains, Switzerland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(6), 1143-1163.

- Stewart, JWB. and AN. Sharpley, (1987) Controls on dynamics of soil and fertilizer phosphorus and sulfur. In: RF Follet, JWB Stewart and CV Cole (Eds.): Soil Fertility and Organic Matter as Critical Components of Production. SSSA Spec. Pub, pp. 101-121.
- Stewart, J. and Tiessen, H., (1987) Dynamics of soil organic phosphorus. *Biogeochemistry*, 4(1), 41-60.
- Succow, M. & Joosten, H., (eds.) (2001) *Landschaftsökologische Moorkunde*, (2nd ed.), Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 399-403.
- Succow, M., (1988): *Landschaftsökologische Moorkunde*. Berlin (Gebrüder Borntraeger), 311 S..
- Svendsen, L.M. and Kronvang, B., (1993) Retention of nitrogen and phosphorus in a Danish lowland river system: implications for the export from the watershed. *Hydrobiologia*, 251(1), 123-135.
- Tabatabaei, M.A. and Bremner, J.M., (1969) Use of p-nitrophenyl phosphate for assay of soil phosphatase activity. *Soil Biol. Biochem.*, 1, pp. 301-307.
- Tarafdar, J.C. and Jungk, A., (1987) Phosphatase activity in the rhizosphere and its relation to the depletion of soil organic phosphorus. *Biology and Fertility of Soils*, 3(4), 199-204.
- Tatrai, I., Matyas, K., Korponai, J., Paulovits, G. and Pomogyi, P., (2000) The role of the Kis-Balaton Water Protection System in the control of water quality of Lake Balaton. *Ecological Engineering*, 16, 73-78.
- Tiemeyer, B., Lennartz, B. and Vegelin, K., (2006) Hydrological modelling of re-wetted peatland on the basis of a limited dataset for water management. *Journal of Hydrology*, 325, 376-389.
- Tiemeyer, B., Frings, J., Kahle, P., Köhne, S. and Lennartz, B., (2007) A comprehensive study of nutrient losses, soil properties and groundwater concentrations in a degraded peatland used as an intensive meadow - Implications for re-wetting. *Journal of Hydrology*, 345(1-2), 80-101.

- Toth, J., (1963) A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4795-4812.
- Triska, F.J., Kennedy, V.C., Avanzino, R.J., Zellweger, G.W. and Bencala, K.E., (1989) Retention and Transport of Nutrients in a Third-Order stream in Northwestern California: Hyporheic Processes. *Ecology*, 70(6), 1893-1905.
- Turc, L., (1961) Evaluation des besoins en eau d'irrigation evapotranspiration potenzielle. *Ann. Agron.*, 12: 13–49.
- Turner, B.L. and Haygarth, P.M., (2001) Phosphorus solubilization in rewetted soils. *Nature*, 411, p. 258.
- Turner, B.L. and Newman, S., (2005) Phosphorus Cycling in Wetland Soils The Importance of Phosphate Diesters. *J Environ Qual.*, 34, 1921-1929.
- Twarakavia, N.K.C., Jirka Simuneka and Sophia Seob, (2008) Evaluating Interactions between Groundwater and Vadose Zone Using the HYDRUS-Based Flow Package for MODFLOW. *Soil Science Society of America. Vadose Zone Journal*, v. 7; no. 2; p. 757-768.
- Uhlenbrook, S., (2005) Von der Abflussbildungsprozessforschung zur prozessorientierten Modellierung - ein Review. *HyWa*, 49(1), 13-24.
- Untersteiner H., (2005) Biostatistik-Datenauswertung mit Excel und SPSS. *Facultas Verlags- und Buchhandels AG, Wien*.
- Van Beek, C.L., Van den Eertwegh, G.A.P.H., Van Schaik, F.H., Velthof, G.L. and Oenema, O., (2004) The contribution of dairy farming on peat soil to N and P loading of surface water. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 70, 85-95.
- Van der Aa, N.G.F.M., Trepel, M., Van Gaans, P.F.M., Bleuten, W. and Kluge, W., (2001) Modelling Water Flow and Fluxes of a Valley Mire for Use in Restoration. *Landnutzung und Landentwicklung*, 42, 72-78.

- Vaughan, R.E., B.A. Needelman, P.J.A. Kleinman, and A.L. Allen, (2007) Spatial variation of soil phosphorus within a drainage ditch network. *Journal of Environmental Quality*, 36:1096-1104.
- Velty, S., (2005) Einfluss von Wiedervernässungsmaßnahmen auf den Stoffhaushalt, Dissertation, HU-Berlin.
- Venterink, H.O., Wiegman, F., Van der Lee, G.E.M. and Vermaat, G.E., (2003) Role of Active Floodplains for Nutrient Retention in the River Rhine. *J. Environ Qual.*, 32, 1430-1435.
- Vepsäläinen, M., Erkomaa, K., Kukkonen, S., Vestberg, M., Walenius, K. and Niemi, R.M., (2004) The impact of crop plant cultivation and peat amendment on soil microbial activity and structure. *Plant and Soil*, 264, 273-286.
- Vidon, P. and Hill, A.R., (2004a) Denitrification and patterns of electron donors and acceptors in eight riparian zones with contrasting hydrogeology. *Biogeochemistry*, 71, 259-283.
- Vidon, P.G.F. and Hill, A.R., (2004b) Landscape controls on the hydrology of stream riparian zones. *Journal of Hydrology*, 292, 210-228.
- Vissers, M.J.M. and Van der Perk, M., (2008) The stability of groundwater flow systems in unconfined sandy aquifers in the Netherlands. *Journal of Hydrology*, 348, 292-304.
- Vött, A., (1999) Ökosystemveränderungen im Unterspreewald durch Bergbau und Meliorationsmaßnahmen, Marburger Geographische Gesellschaft.
- Wagner, I. and Zalewski, M., (2000) Effect of hydrological patterns of tributaries on biotic processes in a lowland reservoir - consequences for restoration. *Ecological Engineering*, 16(1), 79-90.
- Walton R, Chapman RS, Lewis JE., (1996) Development and application of the wetland dynamic water budget model. *Wetlands*, 16: 347–357.
- Wang, N. and Mitsch, W.J., (1998) Estimating phosphorus retention of existing and restored coastal wetlands in a tributary watershed of the Laurentian Great Lakes in Michigan, USA. *Wetlands Ecology and Management*, 6, 69-82.

- White, J.R., C.P. Gubala, B. Fry, J. Owen and M.J. Mitchell, (1989) Sediment biogeochemistry of iron and sulfur in an acidic lake. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, pp. 2547–2559.
- Wendling, U., (1995) Berechnung der Gras-Referenz-verdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. *Wasserwirtschaft*, 85(12), 602-605.
- Wessolek, G., Schwärzel, K., Renger, M., Sauerbrey, R. and Siewert, C., (2002) Soil hydrology and CO₂ release of peat soils. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 165, 494-500.
- Wetzel, R.G., (1999) Organic Phosphorus Mineralization in Soils and Sediments. In: Reddy, K.R, O'Connor, G.A., Schelske, C.L. (Hrsg.) *Phosphorus Biogeochemistry in Subtropical Ecosystems*. Lewis Publishers, S 225-248.
- White, J.S., Bayley, S.E. and Curtis, P.J., (2000) Sediment storage of phosphorus in a northern prairie wetland receiving municipal and agro-industrial wastewater. *Ecological Engineering*, 14, 127-138.
- Wick, B., (1997) Microbiological Indicators for Quality of Soils at Various Stages of Degradation in the Forest- Savanna Transition Zone, South-Western Nigeria. Dissertation. University of Goettingen, Germany.
- Wiese, B., (2006) Spatially and Temporally scaled inverse hydraulic modeling, multi tracer transport modeling and interaction with geochemical processes at a highly transient bank filtration site. Dissertation. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät II der Humboldt Universität zu Berlin, S 233.
- Wilcox BP, Owens MK, Dugas WA, Ueckert DN, Hart CR., (2006) Shrubs, streamflow, and the paradox of scale. *Hydrological Processes*, 20: 3245–3259.
- Wilsnack, M.M., Welter, D.E., Montoya, A.M., Restrepo, J.I. and Obeysekera, J., (2001) Simulating Flow in Regional Wetlands with the MODFLOW Wetlands Package. *Journal of the American Water Resources Association*, 37(3), 655-673.
- Winter, T.C., (1999) Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7, 28-45.

- Winter, T.C., (2001) The Concept of Hydrologic Landscapes. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 37(2), 335-349.
- Winter TC, Harvey JW, Franke OL, Alley WM, (1998) Ground water and surface water – a single resource. US Geol Surv Circular, 1139.
- Woessner, W.W., (2000) Stream and Fluvial Plain Ground Water Interactions: Rescaling Hydrogeologic Thought. Ground Water, 38(3), 423-429.
- Wright, A.L. and Reddy, K.R., (2001) Phosphorus Loading Effects on Extracellular Enzyme Activity in Everglades Wetland Soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 65(2), 588-595.
- Wright, A.L. and Reddy, K.R., (2007) Substrate-Induced Respiration for Phosphorus-Enriched and Oligotrophic Peat Soils in an Everglade Wetland. Soil Sci. Soc. Am. J., 71:1579–1583.
- Wroblicky, G.J., Campana, M.E., Valett, H.M., Dahm, C.N., (1998) Seasonal variation in surface-subsurface water exchange and lateral hyporheic area of two stream-aquifer systems. Water Resources Research, 34(3), 317-328.
- Wunsche, L.; Bruggemann, L.; Babel, W., (1995) Determination of substrate utilization patterns of soil microbial communities: An approach to assess population changes after hydrocarbon pollution. FEMS Microbiol Ecol, 17, 4, 295-305.
- Wunsche, L.; Babel, W., (1996) The suitability of the Biolog Automated Microbial Identification System for assessing the taxonomical composition of terrestrial bacterial communities. Microbiol Res, 151, 2, 133-143.
- Zak, D.; Gelbrecht, J., (2002) Phosphorus retention at the redox interface of peatlands adjacent to surface waters. Berichte des IGB.
- Zak, D., Gelbrecht, J. and Steinberg, C.E.W., (2004) Phosphorus retention at the redox interface of peatlands adjacent to surface waters in northeast Germany. Biogeochemistry, 70, 357-368.

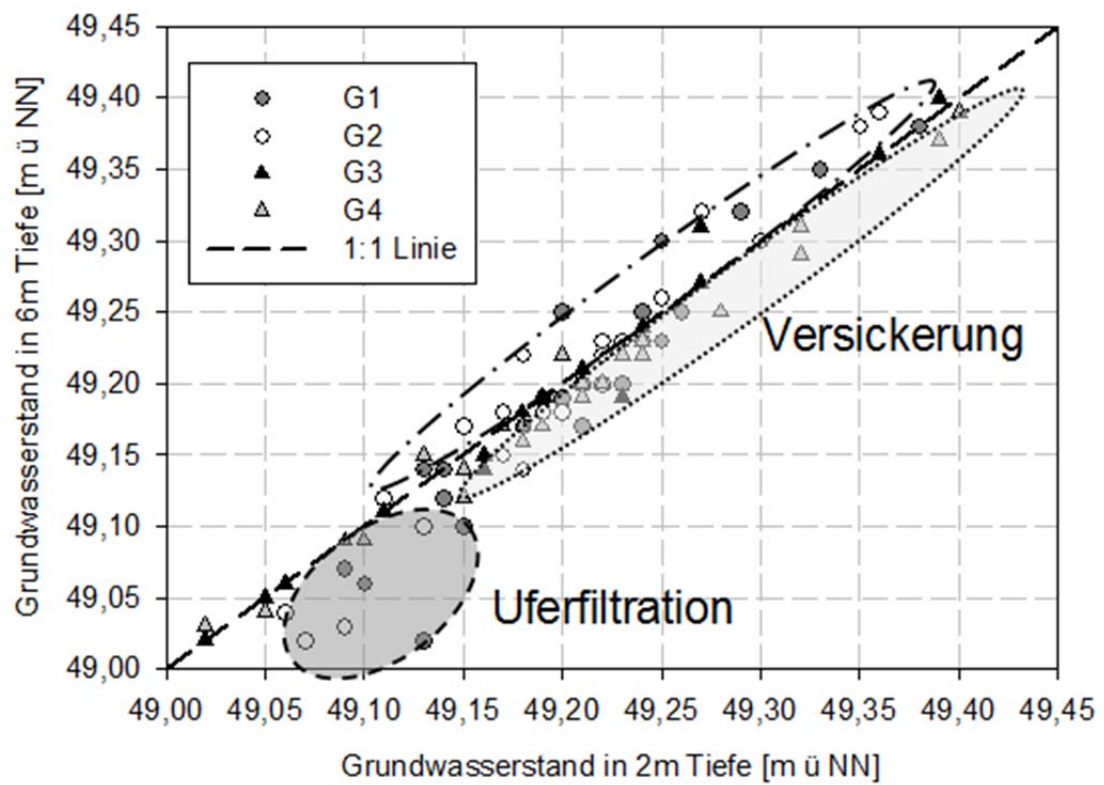
- Zak, D., Kleeberg, A. and Hupfer, M., (2006) Sulphate-mediated phosphorus mobilization in riverine sediments at increasing sulphate concentration, River Spree, NE Germany. *Biogeochemistry*, 80(2), 109-119.
- Zak, D. and Gelbrecht, J., (2007) The mobilisation of phosphorus, organic carbon and ammonium in the initial stage of fen rewetting (a case study from NE Germany). *Biogeochemistry*, 85(2), 141-151.
- Zak, D., Gelbrecht, J., Wagner, C. and Steinberg, C.E.W., (2008) Evaluation of phosphorus mobilization potential in rewetted fens by an improved sequential chemical extraction procedure. *European Journal of Soil*, 59, 1191-1201.
- Zak, D., Wagner, C., Payer, B., Augustin, J. and Gelbrecht, J., (2010) Phosphorus mobilization in rewetted fens: the effect of altered peat properties and implications for their restoration. *Ecological Applications*, 20(5), 1336-1349.
- Zeitz, J. and Vety, S., (2002) Soil properties of drained and rewetted fen soils. *Plant Nutr. Soil Sci.*, 165, 618-626.
- Zeitz, J., (1991) Untersuchungen über Filtrationseigenschaften von Niedermoorböden mit Hilfe verschiedener Methoden unter Berücksichtigung der Bodenentwicklung. *Z.f. Kulturtechnik und Landentwicklung*, 32, 227-234.
- Zeitz, J., (1992) Bodenphysikalische Eigenschaften von Substrat-Horizont-Gruppen in landwirtschaftlich genutzten Niedermooren. *Z.f. Kulturtechnik und Landentwicklung*, 33, 301-307.
- Zessner, M., Postolache, C., Clement, A., Kovacs, A., Strauss, P., (2005) Considerations on the influence of extreme events on the phosphorus transport from river catchments to the sea, *Water Science and Technology*, 51,11, S. 193-204.
- Zheng, C., (1990) MT3D, a Modular three-dimensional transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater system prepared for the U.S. Environmental Protection Agency.
- Zhou, L. and Zhou, G., (2009) Measurement and modelling of evapotranspiration over a reed (*Phragmites australis*) marsh in Northeast China. *Journal of Hydrology*, 372, 41-47.

Anhang

Anhang A

A-I

Anhang A-I: Vergleich der gemessenen Grundwasserstände (TA) in 2 m Tiefe und 6 m Tiefe.



A-II

Anhang A-II: Veränderung der Grundwasser-Oberflächenwasser Austauschraten [%] bei Variation wesentlicher Eingangsparameter in den Modellvarianten MOD1, MOD2 (wie MODTB) und MOD3.

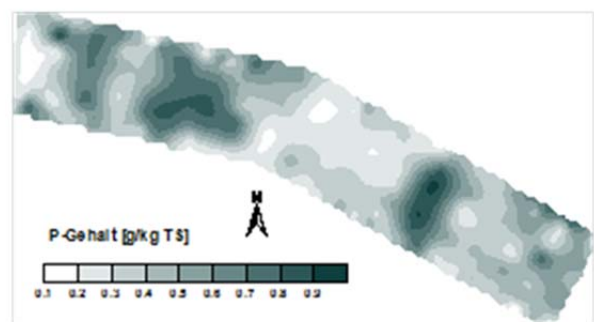
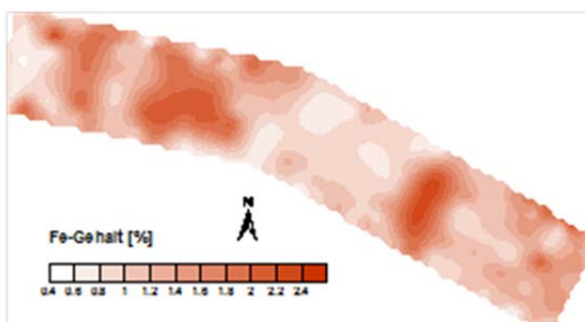
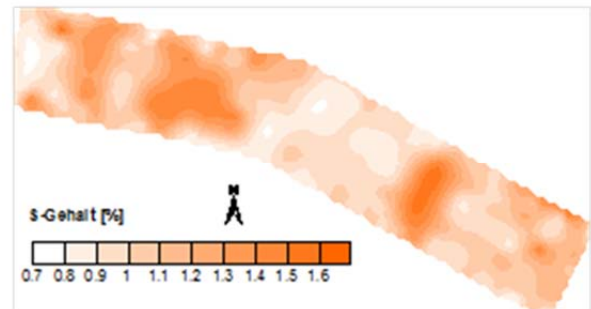
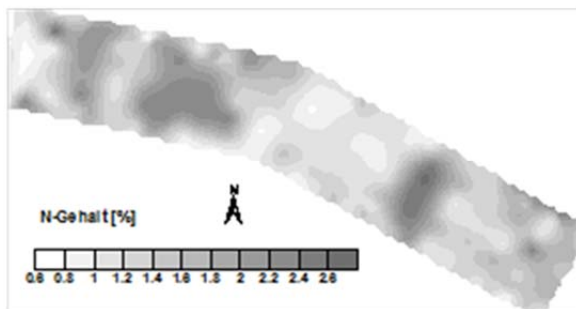
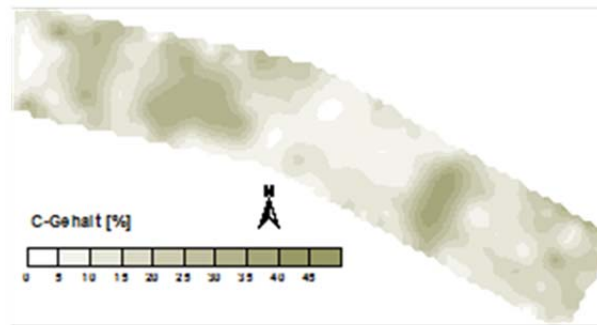
Parameter	Schicht	Modell	Faktor				
Variation			0,01	0,1	0,5	2	10
			Austauschraten Abweichung [%]				
River conductivity		MOD1	-45	-14	-4	2	4
		MOD2	-30	-6	-1	1	2
		MOD3	-44	-7	-1	1	1
Kf(x,y)	L1	MOD1	-	-31	-30	8	14
		MOD2	-	-1	0	1	5
		MOD3	-	-1	0	0	2
	L3-12 / L2-L12	MOD1	-	*	-15	36	119
		MOD2	-	-55	-20	19	55
		MOD3	-	-40	-20	17	44
Kf(z)	L1	MOD1	-	*	*	1	1
		MOD2	-	-3	-1	0	1
		MOD3	-	-3	-1	0	1
	L3-12 / L2-L12	MOD1	-	*	-5	5	*
		MOD2	-	-33	-8	6	14
		MOD3	-	-34	-8	6	13
Ss	L1	MOD1	-	0	0	0	0
		MOD2	-	0	0	0	0
		MOD3	-	0	0	0	1
	L3-12 / L2-L12	MOD1	-	2	1	11	*
		MOD2	-	0	0	1	1
		MOD3	-	0	0	0	2
Sy	L1	MOD1	-	0	4	6	25
		MOD2	-	9	4	-4	-21
		MOD3	-	-1	-1	2	3
	L3-12 / L2-L12	MOD1	-	0	0	0	0
		MOD2	-	0	0	0	0
		MOD3	-	0	0	0	0
Evapotranspiration		MOD1	-	-3	-2	3	48
		MOD2	-	-99	-70	112	454
		MOD3	-	-93	-55	81	339
Niederschlag		MOD1	-	-2	-23	20	26
		MOD2	-	68	37	-50	-94
		MOD3	-	34	19	-27	-85
Gitterstruktur	Layer	MOD1	-	-3 ^a	-3	-2	-3**
		MOD2	-	-17 ^a	-1	-1	-1**
		MOD3	-	-12 ^a	-1	0	-8**
Gitterstruktur	Rows	MOD1	-			1	
		MOD2	-	-8	0	0	1***
		MOD3	-	0	0	0	0***

* Simulationsabbruch „Konvergenzkriterien überschritten“; **60 Layers; ***499 Rows; ^a2 Layers

Anhang B

B-I

Anhang B-I: Flächenhafte Oberbodengehalte (0-30cm) auf dem Testfeld ermittelt aus höchst signifikanten Korrelationen zum C Gehalt (n=38), extrapoliert auf 183 Bohrpunkte mit vollständigen GV Datensatz.



B-II

Korrelationsmatrix in SPSS (Boden), Mikrobiologische Parameter, Bodenkennwerte und P Fraktionen, alle Horizonte (n=36).

Korrelationen																
			Saure Phosphatase	Alk Phosphatase	TG	GV	TP	NH4Cl SRP	NH4Cl NRP	BD SRP	BD NRP	NaOH SRP	NaOH NRP	HCL SRP	HCL NRP	REST
Spearman-Rho	Saure Phosphatase	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	1,000 ,	,760 ,000	-,751 ,000	,734 ,000	,818 ,000	,096 ,579	,575 ,000	,602 ,000	,576 ,000	,638 ,000	,757 ,000	,382 ,022	,332 ,048	,583 ,000
	Alkalische Phosphatase	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,760 ,000	1,000 ,	-,644 ,000	,714 ,000	,862 ,000	,166 ,332	,410 ,013	,607 ,000	,646 ,000	,719 ,000	,710 ,000	,560 ,000	,364 ,029	,579 ,000
	TG	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	-,751 ,000	-,644 ,000	1,000 ,	-,834 ,000	-,744 ,000	-,097 ,573	-,500 ,002	-,442 ,007	-,502 ,002	-,641 ,000	-,802 ,000	-,315 ,061	-,397 ,016	-,398 ,016
	GV	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,734 ,000	,714 ,000	-,834 ,000	1,000 ,	,790 ,000	-,125 ,469	,540 ,001	,438 ,007	,508 ,002	,728 ,000	,856 ,000	,303 ,072	,215 ,209	,510 ,001
	TP	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,818 ,000	,862 ,000	-,744 ,000	,790 ,000	1,000 ,	,075 ,666	,531 ,001	,745 ,000	,732 ,000	,886 ,000	,865 ,000	,552 ,000	,347 ,038	,534 ,001
	NH4Cl SRP	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,096 ,579	,166 ,332	-,097 ,573	-,125 ,469	,075 ,666	1,000 ,	-,028 ,870	,233 ,172	,072 ,675	,092 ,595	-,130 ,450	,349 ,037	,635 ,000	,082 ,633
	NH4Cl NRP	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,575 ,000	,410 ,013	-,500 ,002	,540 ,001	,531 ,001	-,028 ,870	1,000 ,	,541 ,001	,217 ,203	,331 ,049	,516 ,001	-,053 ,761	,025 ,885	,563 ,000
	BD SRP	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,602 ,000	,607 ,000	-,442 ,007	,438 ,007	,745 ,000	,233 ,172	,541 ,001	1,000 ,	,763 ,000	,621 ,000	,546 ,001	,313 ,063	,464 ,004	,493 ,002
	BD NRP	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,576 ,000	,646 ,000	-,502 ,002	,508 ,002	,732 ,000	,072 ,675	,217 ,203	,763 ,000	1,000 ,	,581 ,000	,593 ,000	,261 ,125	,434 ,008	,414 ,012
	NaOH SRP	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,638 ,000	,719 ,000	-,641 ,000	,728 ,000	,886 ,000	,092 ,595	,331 ,049	,621 ,000	,581 ,000	1,000 ,	,802 ,000	,606 ,000	,303 ,073	,339 ,043
	NaOH NRP	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,757 ,000	,710 ,000	-,802 ,000	,856 ,000	,865 ,000	-,130 ,450	,516 ,001	,546 ,001	,593 ,000	,802 ,000	1,000 ,	,309 ,067	,145 ,398	,284 ,093
	HCL SRP	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,382 ,022	,560 ,000	-,315 ,061	,303 ,072	,552 ,000	,349 ,037	-,053 ,761	,313 ,063	,261 ,125	,606 ,000	,309 ,067	1,000 ,	,521 ,001	,230 ,177
	HCL NRP	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,332 ,048	,364 ,029	-,397 ,016	,215 ,209	,347 ,038	,635 ,000	,025 ,885	,464 ,004	,434 ,008	,303 ,073	,145 ,398	,521 ,001	1,000 ,	,257 ,130
	REST	Korrelationskoeffizient Sig. (2-seitig)	,583 ,000	,579 ,000	-,398 ,016	,510 ,001	,534 ,001	,082 ,633	,563 ,000	,493 ,002	,414 ,012	,339 ,043	,284 ,093	,230 ,177	,257 ,130	1,000 ,

**. Die Korrelation ist auf dem 0,01 Niveau signifikant (zweiseitig).

*. Die Korrelation ist auf dem 0,05 Niveau signifikant (zweiseitig).

B-III

PHREEQC-Kalkulation der Sättigungsindizes

Porenwasseruntersuchung (Torfboden, G3),

Überstau nach anhaltender Trockenphase, 24.07.00,

Tiefe: 0cm

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-0.57	-4.92	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	-0.70	-9.00	-8.31	CaCO ₃
Calcite	-0.55	-9.00	-8.45	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-0.78	-18.94	-18.16	CO ₂
Dolomite	-1.79	-18.76	-16.97	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	-0.41	17.62	18.03	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	-0.27	-4.19	-3.92	FeS
Goethite	5.30	17.62	12.32	FeOOH
Gypsum	-0.34	-4.92	-4.58	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-16.44	-16.44	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-5.64	-13.59	-7.95	H ₂ S
Hematite	12.59	35.25	22.66	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	-6.24	-46.38	-40.14	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-4.63	25.97	30.60	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	0.46	-4.19	-4.65	FeS
Melanterite	-3.18	-5.45	-2.27	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-51.95	32.88	84.83	O ₂
Pyrite	17.28	-1.34	-18.62	FeS ₂
Siderite	1.32	-9.54	-10.86	FeCO ₃
Sulfur	4.86	2.85	-2.01	S
Vivianite	0.17	-35.83	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: 5cm unter GOK

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-0.35	-4.69	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	-0.46	-8.77	-8.31	CaCO ₃
Calcite	-0.31	-8.77	-8.45	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-0.13	-18.29	-18.16	CO ₂
Dolomite	-1.33	-18.30	-16.97	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	-1.14	16.90	18.03	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	-0.68	-4.60	-3.92	FeS
Goethite	4.57	16.90	12.32	FeOOH
Gypsum	-0.11	-4.69	-4.58	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-15.88	-15.88	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-5.60	-13.55	-7.95	H ₂ S
Hematite	11.13	33.79	22.66	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	-7.46	-47.60	-40.14	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-5.87	24.73	30.60	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	0.05	-4.60	-4.65	FeS
Melanterite	-2.99	-5.26	-2.27	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-53.07	31.76	84.83	O ₂
Pyrite	16.35	-2.27	-18.62	FeS ₂
Siderite	1.53	-9.33	-10.86	FeCO ₃
Sulfur	4.33	2.33	-2.01	S
Vivianite	-0.62	-36.62	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: 20 cm unter GOK

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-0.74	-5.08	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	-0.60	-8.90	-8.31	CaCO ₃
Calcite	-0.45	-8.90	-8.45	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-0.65	-18.82	-18.16	CO ₂
Dolomite	-1.57	-18.54	-16.97	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	-0.54	17.49	18.03	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	-0.41	-4.33	-3.92	FeS
Goethite	5.17	17.49	12.32	FeOOH
Gypsum	-0.50	-5.08	-4.58	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-16.46	-16.46	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-5.64	-13.59	-7.95	H ₂ S
Hematite	12.33	34.99	22.66	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	-6.82	-46.96	-40.14	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-5.33	25.27	30.60	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	0.32	-4.33	-4.65	FeS
Melanterite	-3.46	-5.74	-2.27	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-51.91	32.92	84.83	O ₂
Pyrite	17.16	-1.46	-18.62	FeS ₂
Siderite	1.31	-9.55	-10.86	FeCO ₃
Sulfur	4.88	2.87	-2.01	S

Tiefe: 30 cm unter GOK

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.86	-6.21	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	-0.39	-8.70	-8.31	CaCO ₃
Calcite	-0.25	-8.70	-8.45	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-0.67	-18.84	-18.16	CO ₂
Dolomite	-1.14	-18.11	-16.97	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	-0.23	17.80	18.03	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	-0.34	-4.26	-3.92	FeS
Goethite	5.48	17.80	12.32	FeOOH
Gypsum	-1.63	-6.21	-4.58	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-16.86	-16.86	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-5.68	-13.63	-7.95	H ₂ S
Hematite	12.95	35.61	22.66	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	-6.31	-46.45	-40.14	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-6.90	23.70	30.60	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	0.39	-4.26	-4.65	FeS
Melanterite	-4.70	-6.97	-2.27	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-51.11	33.72	84.83	O ₂
Pyrite	17.59	-1.03	-18.62	FeS ₂
Siderite	1.40	-9.46	-10.86	FeCO ₃
Sulfur	5.24	3.23	-2.01	S
Vivianite	-0.63	-36.63	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Porenwasseruntersuchung (Torfboden, G3), lang anhaltender Überstau,

06.03.01,

Tiefe: 0cm

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.81	-6.14	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	-0.69	-8.95	-8.26	CaCO ₃
Calcite	-0.54	-8.95	-8.41	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-0.69	-18.91	-18.22	CO ₂
Dolomite	-1.87	-18.59	-16.72	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	-1.63	16.65	18.29	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	-1.51	-5.42	-3.92	FeS
Goethite	3.70	16.65	12.96	FeOOH
Gypsum	-1.55	-6.14	-4.59	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-16.68	-16.68	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-5.75	-13.74	-7.99	H ₂ S
Hematite	9.33	33.31	23.98	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	-3.31	-42.78	-39.47	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-11.46	20.73	32.19	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	-0.78	-5.42	-4.65	FeS
Melanterite	-5.38	-7.79	-2.41	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-55.07	33.36	88.43	O ₂
Pyrite	16.43	-2.48	-18.92	FeS ₂
Siderite	0.20	-10.59	-10.79	FeCO ₃
Sulfur	4.86	2.94	-1.92	S
Vivianite	-0.78	-36.78	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: 5 cm unter GOK

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.40	-6.73	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	-0.65	-8.90	-8.26	CaCO ₃
Calcite	-0.49	-8.90	-8.41	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-0.53	-18.75	-18.22	CO ₂
Dolomite	-1.82	-18.54	-16.72	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	-1.05	17.24	18.29	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	-0.85	-4.76	-3.92	FeS
Goethite	4.28	17.24	12.96	FeOOH
Gypsum	-2.14	-6.73	-4.59	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-16.54	-16.54	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-5.74	-13.73	-7.99	H ₂ S
Hematite	10.49	34.48	23.98	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	-3.30	-42.77	-39.47	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-10.86	21.33	32.19	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	-0.11	-4.76	-4.65	FeS
Melanterite	-5.20	-7.61	-2.41	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-55.35	33.08	88.43	O ₂
Pyrite	16.97	-1.95	-18.92	FeS ₂
Siderite	1.01	-9.78	-10.79	FeCO ₃
Sulfur	4.73	2.81	-1.92	S
Vivianite	1.57	-34.43	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: 20 cm unter GOK

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.51	-6.85	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	-0.64	-8.89	-8.24	CaCO ₃
Calcite	-0.49	-8.89	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-0.62	-18.86	-18.24	CO ₂
Dolomite	-1.87	-18.52	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	-0.76	17.60	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	-0.60	-4.52	-3.92	FeS
Goethite	4.45	17.60	13.16	FeOOH
Gypsum	-2.25	-6.85	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-16.68	-16.68	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-5.78	-13.79	-8.00	H ₂ S
Hematite	10.81	35.21	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	-4.67	-43.92	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-11.04	21.65	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	0.13	-4.52	-4.65	FeS
Melanterite	-5.10	-7.56	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-56.20	33.36	89.55	O ₂
Pyrite	17.39	-1.62	-19.01	FeS ₂
Siderite	1.18	-9.60	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	4.78	2.89	-1.89	S
Vivianite	1.26	-34.74	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

B-IV

Korrelationsmatrix in SPSS (Sedimente), Mikrobiologische Parameter, Sedimentkennwerte und P Fraktionen (Mk1), alle Horizonte (n=20).

			GV	TP	TFe	Phosphatase	NH4CISRP	NH4CINRP	BDSRP	BDNRP	NaOHSRP	NaOHNRP	HCISRP	HCINRP	RestP	AdsorbP	redFeP	kristFeP	CaP	orgP	residualP
Spearman Rho	GV	Korrelationskoeffizient	1.000	-.850	-.274	.865	-.322	-.559	-.360	.150	-.846	-.197	-.338	-.040	.106	-.322	-.360	-.846	-.338	-.114	.106
		Sig. (2-seitig)	.	.000	.305	.000	.167	.010	.119	.527	.000	.405	.145	.869	.656	.167	.119	.000	.145	.634	.656
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	TP	Korrelationskoeffizient	-.850	1.000	.582	-.888	.454	.597	.591	-.057	.963	.435	.469	.029	.108	.454	.591	.963	.469	.323	.108
		Sig. (2-seitig)	.000	.	.018	.000	.045	.005	.006	.811	.000	.056	.037	.905	.649	.045	.006	.000	.037	.164	.649
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	TFe	Korrelationskoeffizient	-.274	.582	1.000	-.399	-.120	.323	.121	.079	.584	.179	.633	-.401	.288	-.120	.121	.584	.633	-.135	.288
		Sig. (2-seitig)	.305	.018	.	.199	.659	.222	.656	.770	.017	.506	.008	.124	.279	.659	.656	.017	.008	.617	.279
		N	16	16	16	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
	Phosphatase	Korrelationskoeffizient	.865	-.888	-.399	1.000	-.573	-.313	-.676	-.076	-.840	-.424	-.315	.137	-.135	-.573	-.676	-.840	-.315	-.200	-.135
		Sig. (2-seitig)	.000	.000	.199	.	.020	.238	.004	.778	.000	.102	.235	.613	.617	.020	.004	.000	.235	.458	.617
		N	16	16	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
	NH4CISRP	Korrelationskoeffizient	-.322	.454	-.120	-.573	1.000	.259	.703	.396	.445	.145	.190	-.006	.330	1.000	.703	.445	.190	.306	.330
		Sig. (2-seitig)	.167	.045	.659	.020	.	.270	.001	.084	.049	.542	.423	.981	.155	.	.001	.049	.423	.189	.155
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	NH4CINRP	Korrelationskoeffizient	-.559	.597	.323	-.313	.259	1.000	.431	-.274	.592	.280	.275	.215	.276	.259	.431	.592	.275	.314	.276
		Sig. (2-seitig)	.010	.005	.222	.238	.270	.	.058	.243	.006	.232	.241	.362	.239	.270	.058	.006	.241	.178	.239
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	BDSRP	Korrelationskoeffizient	-.360	.591	.121	-.676	.703	.431	1.000	-.066	.620	.650	-.090	.201	.267	.703	1.000	.620	-.090	.645	.267
		Sig. (2-seitig)	.119	.006	.656	.004	.001	.058	.	.782	.004	.002	.705	.396	.255	.001	.	.004	.705	.002	.255
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	BDNRP	Korrelationskoeffizient	.150	-.057	.079	-.076	.396	-.274	-.066	1.000	-.125	-.551	.190	-.279	.010	.396	-.066	-.125	.190	-.114	.010
		Sig. (2-seitig)	.527	.811	.770	.778	.084	.243	.782	.	.600	.012	.422	.233	.967	.084	.782	.600	.422	.634	.967
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	NaOHSRP	Korrelationskoeffizient	-.846	.963	.584	-.840	.445	.592	.620	-.125	1.000	.478	.371	.110	.016	.445	.620	1.000	.371	.362	.016
		Sig. (2-seitig)	.000	.000	.017	.000	.049	.006	.004	.600	.	.033	.108	.643	.947	.049	.004	.	.108	.117	.947
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	NaOHNRP	Korrelationskoeffizient	-.197	.435	.179	-.424	.145	.280	.650	-.551	.478	1.000	-.120	.454	.056	.145	.650	.478	-.120	.698	.056
		Sig. (2-seitig)	.405	.056	.506	.102	.542	.232	.002	.012	.033	.	.613	.044	.816	.542	.002	.033	.613	.001	.816
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	HCISRP	Korrelationskoeffizient	-.338	.469	.633	-.315	.190	.275	-.090	.190	.371	-.120	1.000	-.378	.495	.190	-.090	.371	1.000	-.347	.495
		Sig. (2-seitig)	.145	.037	.008	.235	.423	.241	.705	.422	.108	.613	.	.101	.027	.423	.705	.108	.	.134	.027
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	HCINRP	Korrelationskoeffizient	-.040	.029	-.401	.137	-.006	.215	.201	-.279	.110	.454	-.378	1.000	-.427	-.006	.201	.110	-.378	.736	-.427
		Sig. (2-seitig)	.869	.905	.124	.613	.981	.362	.396	.233	.643	.044	.101	.	.060	.981	.396	.643	.101	.000	.060
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	RestP	Korrelationskoeffizient	.106	.108	.288	-.135	.330	.276	.267	.010	.016	.056	.495	-.427	1.000	.330	.267	.016	.495	-.229	1.000
		Sig. (2-seitig)	.656	.649	.279	.617	.155	.239	.255	.967	.947	.816	.027	.060	.	.155	.255	.947	.027	.331	.
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	AdsorbP	Korrelationskoeffizient	-.322	.454	-.120	-.573	1.000	.259	.703	.396	.445	.145	.190	-.006	.330	1.000	.703	.445	.190	.306	.330
		Sig. (2-seitig)	.167	.045	.659	.020	.	.270	.001	.084	.049	.542	.423	.981	.155	.	.001	.049	.423	.189	.155
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	redFeP	Korrelationskoeffizient	-.360	.591	.121	-.676	.703	.431	1.000	-.066	.620	.650	-.090	.201	.267	.703	1.000	.620	-.090	.645	.267
		Sig. (2-seitig)	.119	.006	.656	.004	.001	.058	.	.782	.004	.002	.705	.396	.255	.001	.	.004	.705	.002	.255
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	kristFeP	Korrelationskoeffizient	-.846	.963	.584	-.840	.445	.592	.620	-.125	1.000	.478	.371	.110	.016	.445	.620	1.000	.371	.362	.016
		Sig. (2-seitig)	.000	.000	.017	.000	.049	.006	.004	.600	.	.033	.108	.643	.947	.049	.004	.	.108	.117	.947
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	CaP	Korrelationskoeffizient	-.338	.469	.633	-.315	.190	.275	-.090	.190	.371	-.120	1.000	-.378	.495	.190	-.090	.371	1.000	-.347	.495
		Sig. (2-seitig)	.145	.037	.008	.235	.423	.241	.705	.422	.108	.613	.	.101	.027	.423	.705	.108	.	.134	.027
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	orgP	Korrelationskoeffizient	-.114	.323	-.135	-.200	.306	.314	.645	-.114	.362	.698	-.347	.736	-.229	.306	.645	.362	-.347	1.000	-.229
		Sig. (2-seitig)	.634	.164	.617	.458	.189	.178	.002	.634	.117	.001	.134	.000	.331	.189	.002	.117	.134	.	.331
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	residualP	Korrelationskoeffizient	.106	.108	.288	-.135	.330	.276	.267	.010	.016	.056	.495	-.427	1.000	.330	.267	.016	.495	-.229	1.000
		Sig. (2-seitig)	.656	.649	.279	.617	.155	.239	.255	.967	.947	.816	.027	.060	.	.155	.255	.947	.027	.331	.
		N	20	20	16	16	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20

**. Die Korrelation ist auf dem 0,01 Niveau signifikant (zweiseitig).

*. Die Korrelation ist auf dem 0,05 Niveau signifikant (zweiseitig).

Korrelationsmatrix in SPSS (Sedimente), Mikrobiologische Parameter, Sedimentkennwerte und P Fraktionen (Mk2), alle Horizonte (n=16).

		GV	TP	TFe	Phosphatase	NH4CISRP	NH4CINRP	BDSRP	BDNRP	NaOHSRP	NaOHNRP	HCISRP	HCINRP	RestIP	adsorbP	reduzFeP	kristalFeP	CaP	orgP	residual
GV	Korrelation nach Pearson	1	.984	.988	.978	.706	.670	.932	.577	.954	.939	.976	.438	.848	.708	.932	.954	.976	.946	.848
	Signifikanz (2-seitig)		.000	.000	.000	.002	.004	.000	.019	.000	.000	.000	.090	.000	.002	.000	.000	.000	.000	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
TP	Korrelation nach Pearson	.984	1	.993	.994	.725	.712	.924	.641	.971	.928	.984	.416	.877	.739	.924	.971	.984	.945	.877
	Signifikanz (2-seitig)	.000		.000	.000	.001	.002	.000	.007	.000	.000	.000	.109	.000	.001	.000	.000	.000	.000	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
TFe	Korrelation nach Pearson	.988	.993	1	.990	.683	.682	.931	.606	.959	.916	.983	.451	.864	.703	.931	.959	.983	.933	.864
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000		.000	.007	.007	.000	.022	.000	.000	.000	.106	.000	.005	.000	.000	.000	.000	.000
	N	14	14	14	12	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14
Phosphatase	Korrelation nach Pearson	.978	.994	.990	1	.797	.639	.897	.700	.990	.928	.991	.204	.901	.744	.897	.990	.991	.929	.901
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000		.002	.025	.000	.011	.000	.000	.000	.525	.000	.006	.000	.000	.000	.000	.000
	N	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
NH4CISRP	Korrelation nach Pearson	.706	.725	.683	.797	1	.887	.550	.482	.856	.544	.793	.844	.904	.971	.550	.856	.793	.764	.904
	Signifikanz (2-seitig)	.002	.001	.007	.002		.000	.027	.059	.000	.029	.000	.000	.000	.000	.027	.000	.000	.001	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
NH4CINRP	Korrelation nach Pearson	.670	.712	.682	.639	.887	1	.484	.648	.831	.566	.740	.735	.789	.972	.484	.831	.740	.783	.789
	Signifikanz (2-seitig)	.004	.002	.007	.025	.000		.057	.007	.000	.022	.001	.001	.000	.000	.057	.000	.001	.000	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
BDSRP	Korrelation nach Pearson	.932	.924	.931	.897	.550	.484	1	.384	.863	.847	.900	.325	.735	.532	1.000	.863	.900	.803	.735
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000	.000	.027	.057		.143	.000	.000	.000	.219	.001	.034	.000	.000	.000	.000	.001
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
BDNRP	Korrelation nach Pearson	.577	.641	.606	.700	.482	.648	.384	1	.619	.625	.634	.101	.652	.582	.384	.619	.634	.697	.652
	Signifikanz (2-seitig)	.019	.007	.022	.011	.059	.007	.143		.011	.010	.008	.709	.006	.018	.143	.011	.008	.003	.006
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
NaOHSRP	Korrelation nach Pearson	.954	.971	.959	.990	.856	.831	.863	.619	1	.859	.984	.602	.934	.868	.863	1.000	.984	.948	.934
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.011		.000	.000	.014	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
NaOHNRP	Korrelation nach Pearson	.939	.928	.916	.928	.544	.566	.847	.625	.859	1	.895	.258	.726	.571	.847	.859	.895	.944	.726
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000	.000	.029	.022	.000	.010	.000		.000	.335	.001	.021	.000	.000	.000	.000	.001
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
HCISRP	Korrelation nach Pearson	.976	.984	.983	.991	.793	.740	.900	.634	.984	.895	1	.515	.935	.789	.900	.984	1.000	.949	.935
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000	.000	.000	.001	.000	.008	.000	.000		.041	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
HCINRP	Korrelation nach Pearson	.438	.416	.451	.204	.844	.735	.325	.101	.602	.258	.515	1	.645	.813	.325	.602	.515	.522	.645
	Signifikanz (2-seitig)	.090	.109	.106	.525	.000	.001	.219	.709	.014	.335	.041		.007	.000	.219	.014	.041	.038	.007
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
RestIP	Korrelation nach Pearson	.848	.877	.864	.901	.904	.789	.735	.652	.934	.726	.935	.645	1	.871	.735	.934	.935	.867	1.000
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.001	.006	.000	.001	.000	.007		.000	.001	.000	.000	.000	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
adsorbP	Korrelation nach Pearson	.708	.739	.703	.744	.971	.972	.532	.582	.868	.571	.789	.813	.871	1	.532	.868	.789	.796	.871
	Signifikanz (2-seitig)	.002	.001	.005	.006	.000	.000	.034	.018	.000	.021	.000	.000	.000		.034	.000	.000	.000	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
reduzFeP	Korrelation nach Pearson	.932	.924	.931	.897	.550	.484	1.000	.384	.863	.847	.900	.325	.735	.532	1	.863	.900	.803	.735
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000	.000	.027	.057	.000	.143	.000	.000	.000	.219	.001	.034		.000	.000	.000	.001
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
kristalFeP	Korrelation nach Pearson	.954	.971	.959	.990	.856	.831	.863	.619	1.000	.859	.984	.602	.934	.868	.863	1	.984	.948	.934
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.011	.000	.000	.000	.014	.000	.000	.000		.000	.000	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
CaP	Korrelation nach Pearson	.976	.984	.983	.991	.793	.740	.900	.634	.984	.895	1.000	.515	.935	.789	.900	.984	1	.949	.935
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000	.000	.000	.001	.000	.008	.000	.000	.000	.041	.000	.000	.000	.000		.000	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
orgP	Korrelation nach Pearson	.946	.945	.933	.929	.764	.783	.803	.697	.948	.944	.949	.522	.867	.796	.803	.948	.949	1	.867
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000	.000	.001	.000	.000	.003	.000	.000	.000	.038	.000	.000	.000	.000	.000		.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
residual	Korrelation nach Pearson	.848	.877	.864	.901	.904	.789	.735	.652	.934	.726	.935	.645	1.000	.871	.735	.934	.935	.867	1
	Signifikanz (2-seitig)	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.006	.000	.001	.000	.007	.000	.000	.001	.000	.000	.000	.000
	N	16	16	14	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16

B-V

PHREEQC-Kalkulation der Sättigungsindizes

Interstitialwasseruntersuchung (Sedimente, Mk1),

Stagnation, 06.03.01,

Tiefe: -1 cm

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.00	-6.34	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.32	-7.94	-8.26	CaCO ₃
Calcite	0.47	-7.94	-8.41	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-1.85	-20.07	-18.22	CO ₂
Dolomite	0.17	-16.55	-16.72	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	3.00	21.28	18.29	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	0.58	-3.33	-3.92	FeS
Goethite	8.33	21.28	12.96	FeOOH
Gypsum	-1.75	-6.34	-4.59	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-20.88	-20.88	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.19	-14.18	-7.99	H ₂ S
Hematite	18.59	42.57	23.98	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	2.14	-37.33	-39.47	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-0.42	31.77	32.19	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	1.32	-3.33	-4.65	FeS
Melanterite	-5.22	-7.63	-2.41	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-46.67	41.76	88.43	O ₂
Pyrite	22.29	3.37	-18.92	FeS ₂
Siderite	1.56	-9.23	-10.79	FeCO ₃
Sulfur	8.62	6.70	-1.92	S
Vivianite	3.20	-32.80	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: -5 cm

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.19	-6.53	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.60	-7.64	-8.24	CaCO ₃
Calcite	0.76	-7.64	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-2.27	-20.51	-18.24	CO ₂
Dolomite	0.75	-15.90	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	2.66	21.03	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	0.61	-3.31	-3.92	FeS
Goethite	7.87	21.03	13.16	FeOOH
Gypsum	-1.93	-6.53	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-19.70	-19.70	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.49	-14.49	-8.00	H ₂ S
Hematite	17.67	42.06	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	3.11	-36.14	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-4.02	28.67	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	1.34	-3.31	-4.65	FeS
Melanterite	-5.77	-8.23	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-50.16	39.40	89.55	O ₂
Pyrite	20.91	1.90	-19.01	FeS ₂
Siderite	1.44	-9.33	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	7.10	5.21	-1.89	S
Vivianite	2.53	-33.47	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: -10cm

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.44	-6.78	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.44	-7.80	-8.24	CaCO ₃
Calcite	0.60	-7.80	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-2.32	-20.57	-18.24	CO ₂
Dolomite	0.41	-16.23	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	2.75	21.11	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	0.76	-3.15	-3.92	FeS
Goethite	7.96	21.11	13.16	FeOOH
Gypsum	-2.18	-6.78	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-19.62	-19.62	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.46	-14.46	-8.00	H ₂ S
Hematite	17.83	42.23	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	2.80	-36.45	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-4.12	28.57	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	1.49	-3.15	-4.65	FeS
Melanterite	-5.78	-8.24	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-50.32	39.24	89.55	O ₂
Pyrite	21.02	2.01	-19.01	FeS ₂
Siderite	1.51	-9.26	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	7.05	5.16	-1.89	S
Vivianite	3.06	-32.94	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: -20 cm

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.44	-6.78	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.39	-7.85	-8.24	CaCO ₃
Calcite	0.55	-7.85	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-2.24	-20.49	-18.24	CO ₂
Dolomite	0.30	-16.34	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	2.87	21.24	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	0.99	-2.93	-3.92	FeS
Goethite	8.08	21.24	13.16	FeOOH
Gypsum	-2.19	-6.78	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-19.50	-19.50	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.42	-14.42	-8.00	H ₂ S
Hematite	18.08	42.48	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	2.43	-36.82	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-3.35	29.34	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	1.72	-2.93	-4.65	FeS
Melanterite	-5.48	-7.94	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-50.56	39.00	89.55	O ₂
Pyrite	21.17	2.16	-19.01	FeS ₂
Siderite	1.77	-9.00	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	6.97	5.08	-1.89	S
Vivianite	3.78	-32.22	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: (-30 cm)

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.64	-6.98	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.37	-7.87	-8.24	CaCO ₃
Calcite	0.53	-7.87	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-2.23	-20.47	-18.24	CO ₂
Dolomite	0.24	-16.40	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	2.95	21.31	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	1.08	-2.84	-3.92	FeS
Goethite	8.16	21.31	13.16	FeOOH
Gypsum	-2.38	-6.98	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-19.48	-19.48	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.41	-14.41	-8.00	H ₂ S
Hematite	18.23	42.63	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	1.80	-37.45	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-3.72	28.97	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	1.81	-2.84	-4.65	FeS
Melanterite	-5.55	-8.01	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-50.60	38.96	89.55	O ₂
Pyrite	21.25	2.23	-19.01	FeS ₂
Siderite	1.88	-8.90	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	6.96	5.07	-1.89	S
Vivianite	3.76	-32.24	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Interstitialwasseruntersuchung (Sedimente, Mk2),

Stagnation, 06.03.01,

Tiefe: 3cm über dem Sediment

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.55	-5.89	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.11	-8.13	-8.24	CaCO ₃
Calcite	0.27	-8.13	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-2.29	-20.53	-18.24	CO ₂
Dolomite	-0.27	-16.91	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	0.16	18.52	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	-0.50	-4.42	-3.92	FeS
Goethite	5.37	18.52	13.16	FeOOH
Gypsum	-1.29	-5.89	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-17.26	-17.26	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.31	-14.31	-8.00	H ₂ S
Hematite	12.65	37.05	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	-4.32	-43.57	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-9.63	23.06	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	0.23	-4.42	-4.65	FeS
Melanterite	-5.94	-8.40	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-55.04	34.52	89.55	O ₂
Pyrite	17.54	-1.47	-19.01	FeS ₂
Siderite	0.14	-10.64	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	4.84	2.95	-1.89	S
Vivianite	-4.71	-40.71	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: -1 cm

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-1.84	-6.19	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.22	-8.02	-8.24	CaCO ₃
Calcite	0.38	-8.02	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-1.91	-20.15	-18.24	CO ₂
Dolomite	-0.10	-16.75	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	1.23	19.59	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	0.80	-3.11	-3.92	FeS
Goethite	6.44	19.59	13.16	FeOOH
Gypsum	-1.59	-6.19	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-16.96	-16.96	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.22	-14.22	-8.00	H ₂ S
Hematite	14.79	39.19	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	-2.84	-42.09	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-5.67	27.02	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	1.54	-3.11	-4.65	FeS
Melanterite	-4.75	-7.20	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-55.64	33.92	89.55	O ₂
Pyrite	18.64	-0.38	-19.01	FeS ₂
Siderite	1.73	-9.04	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	4.62	2.74	-1.89	S
Vivianite	0.84	-35.16	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: -5 cm

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.46	-6.80	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.44	-7.80	-8.24	CaCO ₃
Calcite	0.60	-7.80	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-1.89	-20.13	-18.24	CO ₂
Dolomite	0.29	-16.35	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	2.77	21.13	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	1.18	-2.73	-3.92	FeS
Goethite	7.97	21.13	13.16	FeOOH
Gypsum	-2.21	-6.80	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-19.14	-19.14	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.30	-14.30	-8.00	H ₂ S
Hematite	17.87	42.27	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	0.37	-38.88	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-3.33	29.36	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	1.92	-2.73	-4.65	FeS
Melanterite	-5.12	-7.57	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-51.28	38.28	89.55	O ₂
Pyrite	21.12	2.11	-19.01	FeS ₂
Siderite	2.20	-8.57	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	6.73	4.84	-1.89	S
Vivianite	3.66	-32.34	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: -10cm

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.47	-6.81	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.36	-7.88	-8.24	CaCO ₃
Calcite	0.52	-7.88	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-1.92	-20.17	-18.24	CO ₂
Dolomite	0.12	-16.52	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	2.66	21.02	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	1.11	-2.81	-3.92	FeS
Goethite	7.86	21.02	13.16	FeOOH
Gypsum	-2.22	-6.81	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-19.10	-19.10	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.28	-14.28	-8.00	H ₂ S
Hematite	17.65	42.04	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	0.91	-38.34	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-3.50	29.19	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	1.84	-2.81	-4.65	FeS
Melanterite	-5.17	-7.63	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-51.36	38.20	89.55	O ₂
Pyrite	21.03	2.02	-19.01	FeS ₂
Siderite	2.08	-8.70	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	6.71	4.82	-1.89	S
Vivianite	3.91	-32.09	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

Tiefe: -20 cm

-----Saturation indices-----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.47	-6.81	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.26	-7.98	-8.24	CaCO ₃
Calcite	0.42	-7.98	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-2.03	-20.27	-18.24	CO ₂
Dolomite	-0.08	-16.73	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	2.62	20.99	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	1.11	-2.81	-3.92	FeS
Goethite	7.83	20.99	13.16	FeOOH
Gypsum	-2.21	-6.81	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-19.06	-19.06	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.26	-14.26	-8.00	H ₂ S
Hematite	17.58	41.98	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	1.88	-37.38	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-3.45	29.24	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	1.84	-2.81	-4.65	FeS
Melanterite	-5.18	-7.64	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-51.44	38.12	89.55	O ₂
Pyrite	21.00	1.99	-19.01	FeS ₂
Siderite	1.96	-8.81	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	6.69	4.80	-1.89	S
Vivianite	4.50	-31.50	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O

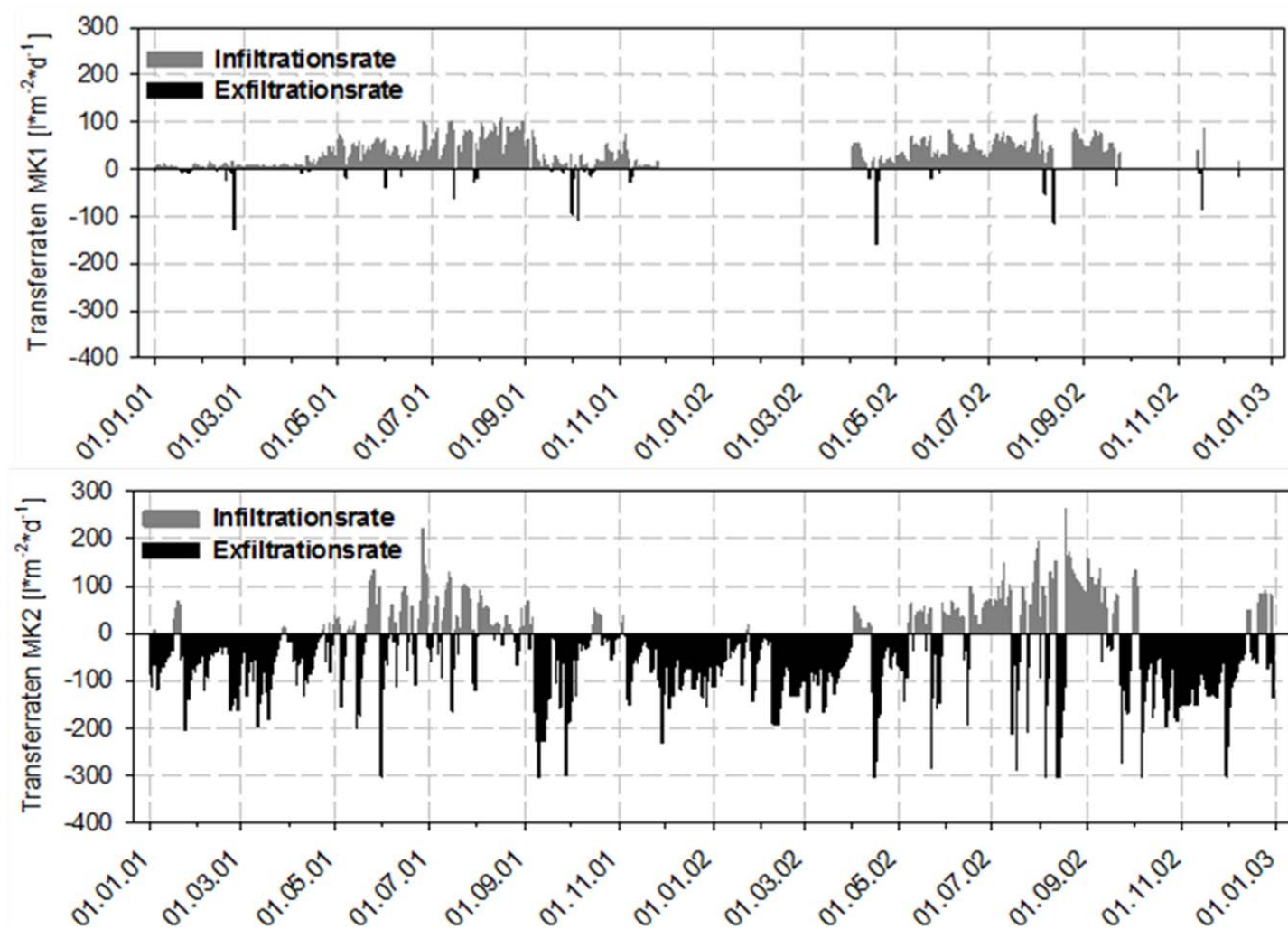
Tiefe: -30 cm

-----Saturation indices-----

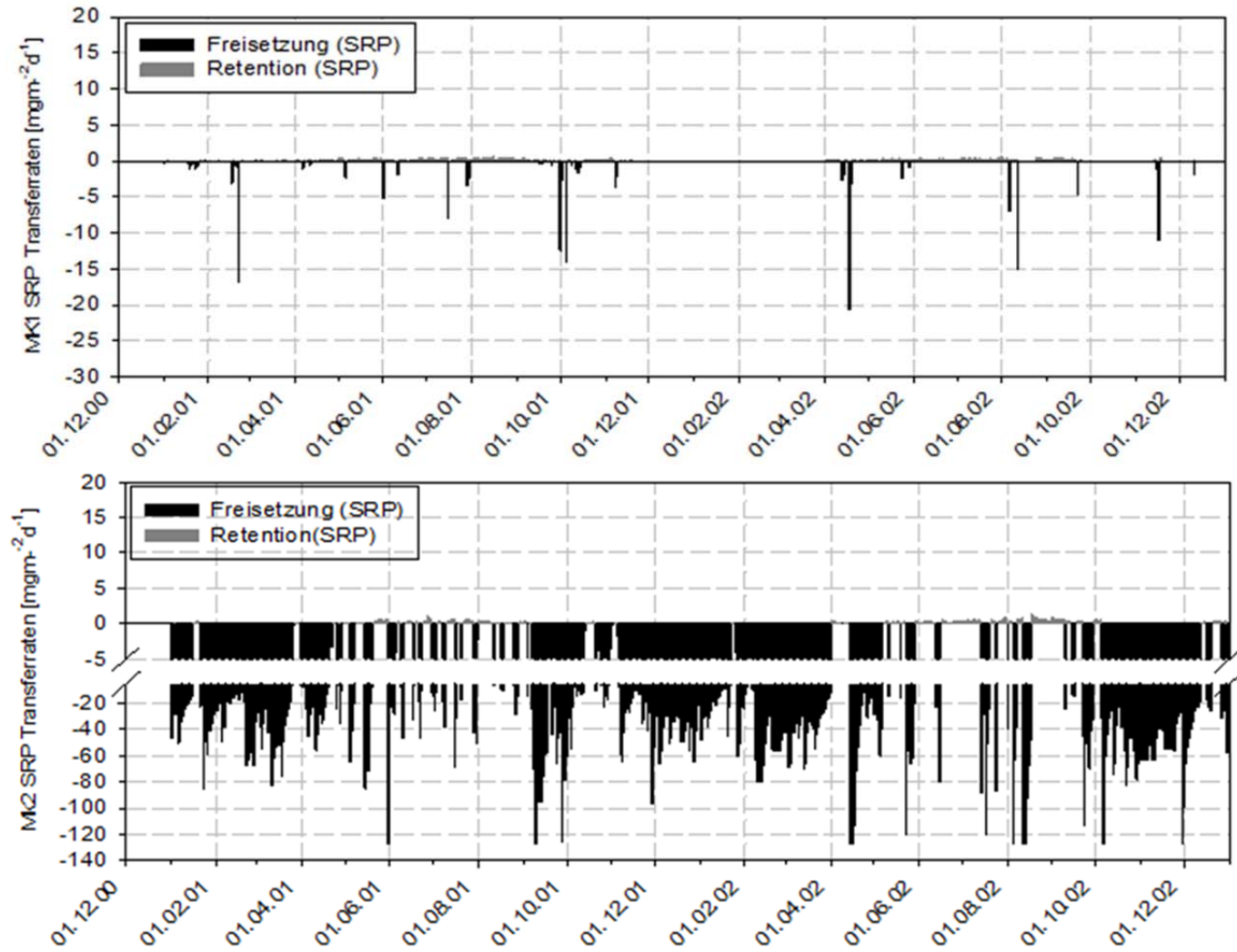
Phase	SI	log IAP	log KT	
Anhydrite	-2.11	-6.45	-4.34	CaSO ₄
Aragonite	0.27	-7.97	-8.24	CaCO ₃
Calcite	0.43	-7.97	-8.40	CaCO ₃
CO ₂ (g)	-1.95	-20.20	-18.24	CO ₂
Dolomite	-0.08	-16.72	-16.65	CaMg(CO ₃) ₂
Fe(OH) ₃ (a)	2.61	20.98	18.37	Fe(OH) ₃
FeS(ppt)	1.12	-2.80	-3.92	FeS
Goethite	7.82	20.98	13.16	FeOOH
Gypsum	-1.86	-6.45	-4.60	CaSO ₄ ·2H ₂ O
H ₂ (g)	-19.04	-19.04	0.00	H ₂
H ₂ S(g)	-6.26	-14.26	-8.00	H ₂ S
Hematite	17.56	41.96	24.40	Fe ₂ O ₃
Hydroxyapatite	1.38	-37.87	-39.26	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH
Jarosite-K	-3.64	29.05	32.69	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Mackinawite	1.85	-2.80	-4.65	FeS
Melanterite	-4.76	-7.22	-2.46	FeSO ₄ ·7H ₂ O
O ₂ (g)	-51.48	38.08	89.55	O ₂
Pyrite	20.99	1.98	-19.01	FeS ₂
Siderite	2.04	-8.74	-10.77	FeCO ₃
Sulfur	6.67	4.78	-1.89	S
Vivianite	4.38	-31.62	-36.00	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O-----

Anhang C

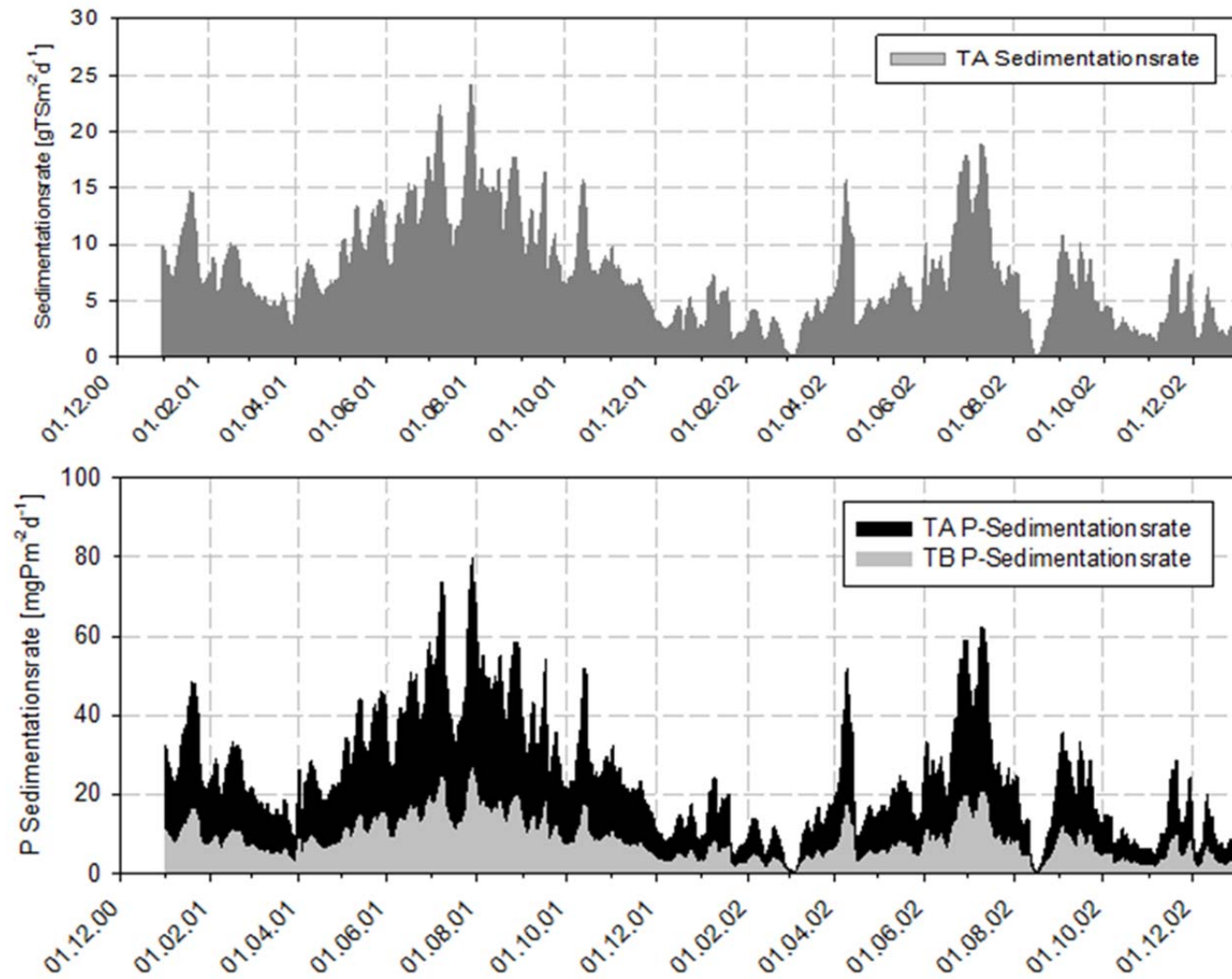
Anhang C-I: Tägliche Grundwasser-Grabenwasser Austauschraten [$\text{l}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$] an TA (MK1) und an TB (MK2) von 01.01.2001 bis 31.12.2000.



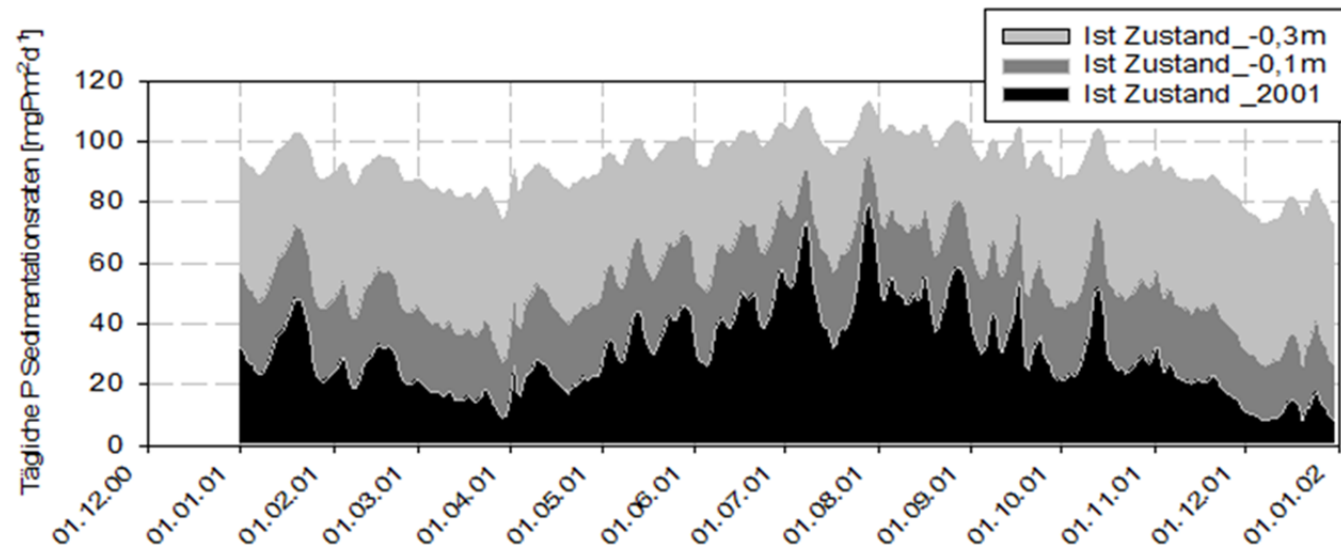
Anhang C-II: Tägliche P-Grundwasseremissionen und Retentionsraten an Mk1 und Mk2.



Anhang C-III: Tägliche Sedimentationsraten (Mk1) sowie P-Sedimentationsraten an Mk1 und Mk2.



Anhang C-IV: Tägliche P Sedimentationsraten (Mk1) Ist Zustand und Szenarien.



Anhang C-V: TB 2001 Grundwasserstände bei Ist Zustand (a) und bei Grabenwasserabsenkung von -0.1m (b) und -0,3m (c).

